Glaciaciones y sus problemas

Calor, Frío, Humedad y Sequía, cuatro grandes competidores,
lucha por imponer su dominio...

John Milton (1608-74).

La glaciación cuaternaria

Tal como se indicó en el capítulo anterior, las evidencias de anteriores glaciaciones a una escala muy generalizada son incontestablemente concluyentes. Las principales de ellas son las extensas superficies rocosas pulimentadas, y a menudo estriadas, con rocas aborregadas y formas relacionadas esculpidas por el hielo; las acumulaciones de arcillas guijarrosas glaciales (till) o tillitas y las alineaciones morrénicas; y varios tipos de aluvioglaciales que localmente pueden incluir varvas. Actualmente sólo algo más de una décima parte de la superficie terrestre está cubierta de hielo (pág. 17), pero durante las glaciaciones pleistocénicas más generalizadas, esta proporción subió hasta ser casi una tercera parte. La máxima extensión que alcanzaron grandes mantos de hielo del hemisferio norte se representa en la figura 21.1. La superficie total recubierta por el hielo era de casi 30 millones de km². La mitad de esta superficie correspondía a Norteamérica, donde el hielo irradiaba a partir de tres centros principales: *a*) Labrador; *b*) bahía de Hudson, y *c*) las cordilleras occidentales. Al engrosarse el hielo, *a*) y *b*) se unieron formando el manto *Laurentino*. Por las direcciones de movimiento del hielo, determinadas por estrías, bloques erráticos, etc., parece que la «divisoria» del hielo se curvaba desde el Labrador alrededor de la parte septentrional de la bahía de Hudson y luego seguía una dirección más o menos sur a través de la provincia de Keewatin. La superficie del hielo alcanzaba su máxima altura a lo largo de esta franja. El posterior rebote isostático que se inició al comenzarse a fundir el hielo ya ha levantado las antiguas costas a más de 300 m por encima del actual nivel de la bahía de Hudson, y el levantamiento prosigue. Tanto al norte (costa norte de la isla Ellesmere) como al sur (región de los Grandes Lagos), la elevación y su tasa de levantamiento, así como las anomalías gravitatorias negativas que aún quedan, son menores que los valores correspondientes a lo largo de la faja divisoria. Es razonable suponer que en estas regiones, el hielo era más delgado y que el máximo espesor estaba en la divisoria. La posición de ésta —mucho más al norte de lo que se hubiera podido suponer— es un importante indicio de que el océano Ártico era una importantísima fuente de humedad y precipitación para el desarrollo y reposición del gran manto de hielo. Para poder cumplir esta función, la superficie del agua del Ártico debió estar expuesta al sol y al viento por lo menos durante los meses de verano. Actualmente, el Ártico está permanentemente cubierto de hielo lo que provoca que el norte de Canadá y de Siberia sean regiones muy frías, pero con precipitaciones de nieve insuficientes para alimentar un manto de hielo.

Groenlandia e Islandia constituían centros independientes de acumulación y avance del hielo. El caso de Groenlandia es particularmente interesante, ya que está casi toda ella rodeada por el Atlántico abierto, que le proporciona la humedad suficiente como para que se produzcan las nevadas requeridas para mantener su actual estado de glaciación. Canadá, a las mismas latitudes, tiene escasas precipitaciones y pocos glaciares. Como han destacado Maurice Ewing y W. L. Donn: «Un océano Ártico abierto durante el Pleistoceno parece ser la única condición geográfica que puede haber producido condiciones glaciales en el norte

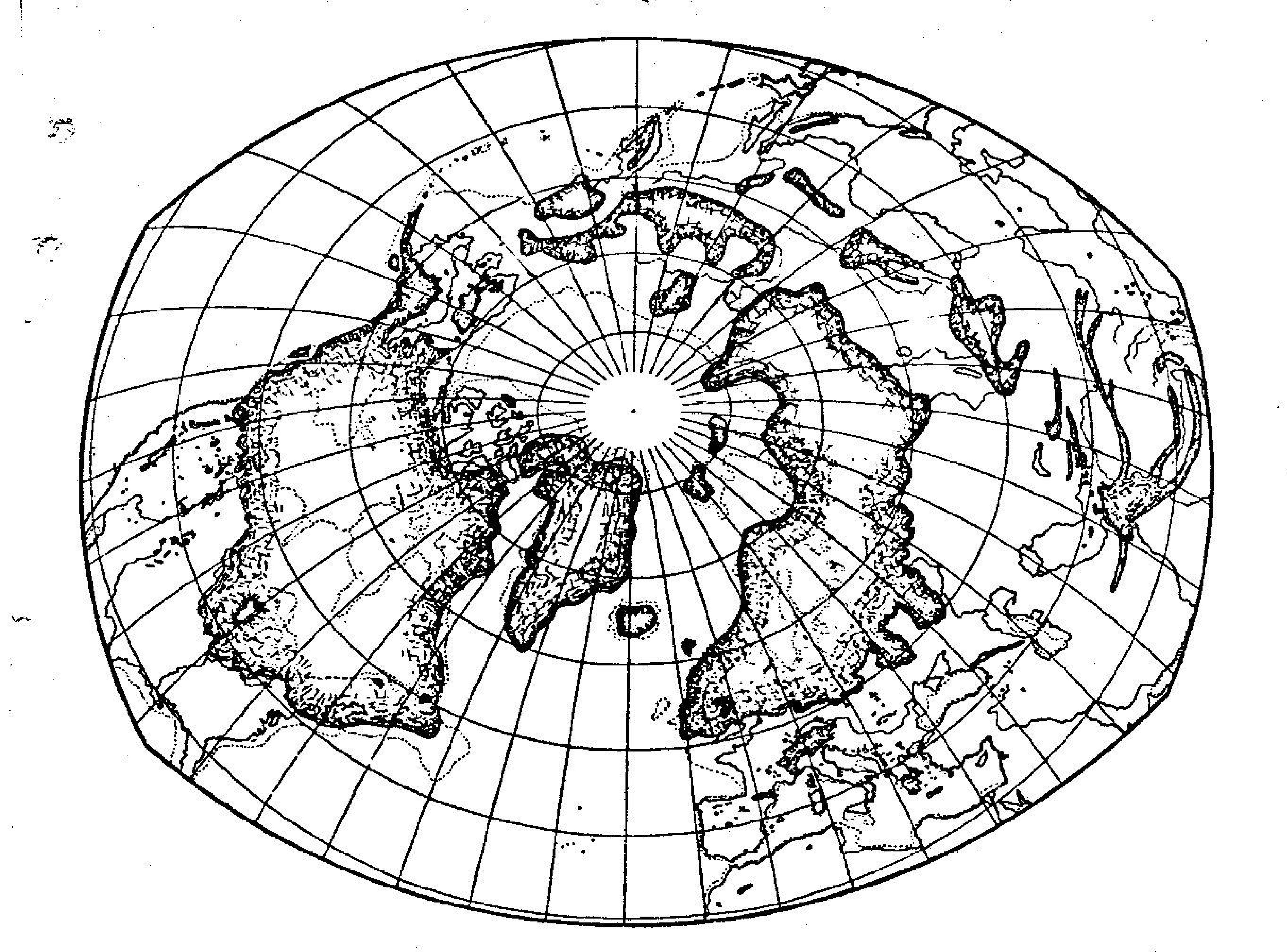


Figura 21.1. Mapa que muestra la extensión máxima de los mantos y casquetes de hielo pleistocénicos en el hemisferio norte *(Según E. Antevs y R. F. Flint).*

del Canadá equivalentes a las que se dan actualmente en Groenlandia».

El manto de hielo europeo y su continuación más allá de los Urales cubría unos 10 millones de km². Escandinavia era la región de mayor acumulación, pero en los momentos de máxima extensión las mayores alturas y espesores del manto de hielo no estaban sobre las montañas sino sobre el golfo de Botnia. Entonces, el hielo escandinavo se acercaba o incluso cubría algunas zonas de la costa oriental británica, forzando el retroceso del hielo británico, que irradiaba a partir de algunas tierras elevadas. Los Alpes constituían un centro de avance del hielo importante e independiente. Desde sus casquetes sucesivos bajaban largos glaciares hasta zonas bastante bajas, muy alejadas de sus actuales vestigios limitados a las montañas más elevadas. El frente del glaciar del Ródano, por ejemplo (fig. 20.5) ha retrocedido toda la distancia que lo separa de Lyon, situado a más de 350 km de su terminación actual.

Había extensos mantos de hielo sobre el noreste de Siberia; los trabajos recientes han demostrado que cubrían una superficie mucho mayor de lo que en principio se sospechó. También aquí hay que suponer un Ártico abierto para que pudiera producirse la copiosa precipitación de nieve requerida para mantenerlos. Las cordilleras del Karakoram y del Himalaya, gran parte del Tibet oriental y las altas montañas de Siberia oriental y central también quedaron profundamente afectadas por la glaciación.

En el hemisferio sur, la meseta de Kosciusko de Nueva Gales del Sur (fig. 19.17) y una parte considerable de Tasmania sufrieron la glaciación. Nueva Zelanda, donde los glaciares todavía persisten, estuvo ampliamente cubierta de hielo, y lo mismo ocurrió en extensas regiones de la Patagonia y del sur de Chile. El manto antártico, como el de Groenlandia, era más grueso y extenso que actualmente. En África Central se encuentran morrenas a más de 1500 m por debajo del hielo que aún queda en el Ruwenzori y en los picos volcánicos del Kilimanjaro (fig. 21.2) y del Monte Kenya (fig. 21.3). Los cambios climáticos evidentemente implicaron un descenso general del nivel de nieves perpetuas y, como veremos, tuvieron efectos generalizados y casi contemporáneos en todo el mundo.

Estadios de la glaciación cuaternaria

Mucho antes de que se aceptara de forma generalizada el hecho de una glaciación general, algunos observadores, tanto en los Alpes como en

Figura 21.2. Vista aérea del casquete de hielo menguante de la cumbre del Kibo (5895 m) del Kilimanjaro, Tanzania. Véase también la figura 20.1 *(Compañía de Operaciones Aéreas de África).*

Figura 21.3. Cumbre del Monte Kenya (5199 m), Kenya central, justo al sur del ecuador; se ven los circos rellenos de hielo y la erosión profunda llevada a cabo hasta los 4389 m por lo que fueron grandes glaciares *(R. V. Light, Sociedad Geográfica Americana).*

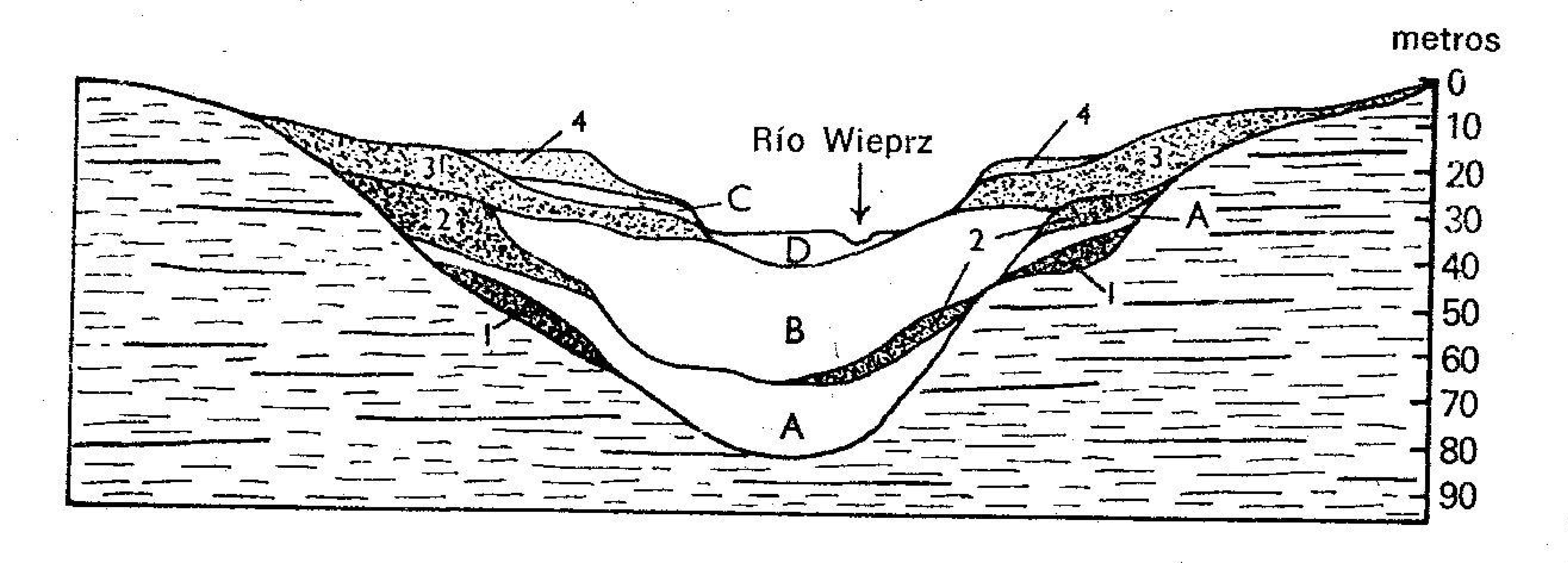


Figura 21.4. Corte esquemático de un afluente del Vístula, distrito Lublin de Polonia oriental, mostrando la serie de depósitos cuaternarios en un valle pliocénico. La arcillas guijarrosas glaciales y los depósitos fluvioglaciales, marcados por 1, 2, 3, 4, representan estadios o subestadios glaciales; estos alternan con depósitos fluviales y capas de turba, A, B, C, D, que indican estadios interglaciales *(Según H. Jahn).*

Gran Bretaña, ya habían deducido que los depósitos transportados por glaciares no podían ser explicados por un único avance y retroceso del hielo. En muchos de los valles de la vertiente norte de los Alpes se han encontrado cuatro o más series sucesivas de arcillas guijarrosas glaciales, morrenas, gravas fluvioglaciales, etc., que demuestran que hubo por lo menos una repetición cuádruple del ciclo glacial. Los estadios más cálidos intermedios están representados por suelos y turbas, por depósitos lacustres y fluviales y por canchales localizados. Esta evidencia estratigráfica se conserva sólo en los bordes de las regiones afectadas por la glaciación, donde el hielo se encontraba en su límite externo o muy cerca de él y por ello era incapaz de arrasar los depósitos superficiales en los que estaban registrados los sucesos anteriores. La figura 21.4 ilustra un ejemplo admirable de este tipo de depósitos. Más allá de los frentes del hielo, o sea, en las regiones *periglaciales,* las oscilaciones climáticas correspondientes se pueden identificar por las alternancias de depósitos de loess (polvo o harina de roca arrastrado por el viento), que representan intervalos fríos, con bandas de suelo, indicadoras de meteorización en condiciones más cálidas.

Cada *período glacial* originariamente se consideró como el tiempo de vida activa de un manto de hielo continental grande, y los estudios intermedios, identificados por los restos de plantas y animales de preferencias más cálidas, se denominaron *períodos interglaciales.* Las cuatro grandes glaciaciones alpinas y los períodos interglaciales comprendidos entre cada par se conocen por los

Períodos Glaciales e Interglaciales pleistocénicos

Desde principios del período glacial Donau, hace aproximadamente 1 800 000 años, hasta hace unos 11 000 años, cuando empezó el Holoceno (o «Reciente» o «Post-Glacial»).

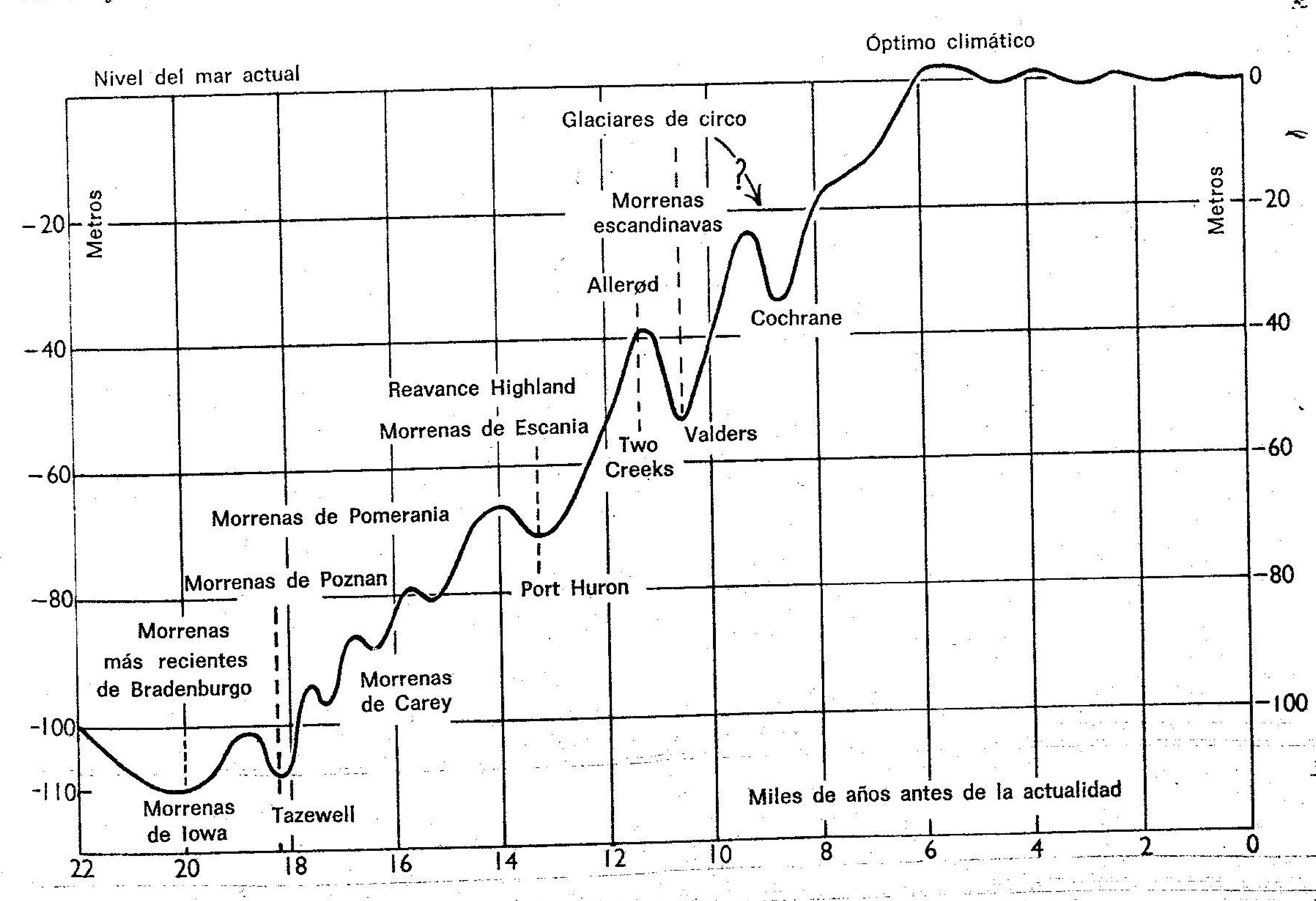
Centro de Norteamérica	*Islas Británicas*	*Región alpina*	*Europa septentrional*
DE WISCONSIN *Sangamon*	NEWER DRIFT *Ipswichiense*	WÜRM (W) *R/W*	WEICHSEL *Eemiense*
DE ILLINOIS *Yarmouth*	GIPPING/TILL *Hoxniense*	RISS (R) *M/R*	SAALE *Neediense*
DE KANSAS *Aftoniense*	LOWESTOFT TILL *Cromeriense*	MINDEL (M) *G/M*	*ELSTER* (secuencia confusa de depósitos «fríos» y «cálidos» pre-Elster)
DE NEBRASKA	Weybourne Crag*	GUNZ (G) *D/G*	
(Pre-Nebrasquiense)	Red Crag*	DONAU (D)	

* Capas marinas, algunas de las cuales contienen fósiles que indican condiciones frías.

nombres de la siguiente tabla. Los nombres, seleccionados para quedar en orden alfabético (Gunz, Mindel, Riss y Würm), son los de afluentes bávaros del Danubio, donde los depósitos glaciales así diferenciados están bien conservados. Desde que se dieron estos nombres, se ha descubierto un quinto período glacial anterior al Gunz que recibe el nombre de Donau o Danubio. Para facilitar la comparación, también se dan los nombres de lo que tentativamente se ha considerado que son los períodos correspondientes en Norteamérica, Gran Bretaña y Europa septentrional. Como el último período glacial se conoce principalmente por nombres que empiezan por «W», es conveniente referirse a él con esta letra inicial. Análogamente, para uso general, suelen adoptarse las otras iniciales de la nomenclatura alpina, pero debe recordarse que las correlaciones implicadas (como las del esquema adjunto) siguen siendo hipotéticas, a menos que se hayan establecido por hallazgos de plantas y animales fósiles o de útiles humanos o por una datación real en años.

El conjunto de todos los períodos alternantes glaciales e interglaciales constituye una *glaciación*. Como ahora estamos viviendo en una glaciación aún no terminada, es conveniente referirse a ella como a la glaciación cuaternaria, para incluir los últimos 11 000 años y la sucesión de glaciaciones pleistocénicas que caracterizaron los aproximadamente dos millones de años precedentes. Esto es sólo una cuestión de definición y de uso. Lo que es mucho más importante es que el ritmo de cambio climático durante una glaciación es mucho más complejo que lo que podría sugerir esta idea introductoria de una simple alternancia. Cada período glacial e interglacial está, a su vez, formado por dos o más subperíodos o fases. Cada período glacial ha sido interrumpido por fases interglaciales o *interestadios*, durante los cuales el frente del hielo retrocedió. Análogamente, cada

Figura 21.5. El ascenso eustático del nivel del mar desde fines del Pleistoceno (con oscilaciones superpuestas) hasta su nivel actual se indica por las muestras datadas que se depositaron junto al nivel del mar de la época (*Modificado de R. W. Fairbridge*, 1960; véase también *Nature*, 1958, vol. 181, p. 1518).



período interglacial ha sido interrumpido por fases glaciales o *subestadios,* durante los cuales los mantos de hielo se formaban de nuevo o hacían un notable avance desde su menguada condición. Ensamblando todas las evidencias de distintas regiones afectadas por la glaciación es posible establecer por lo menos un tanteo de estas fases y de un número mucho mayor de oscilaciones menores.

Oscilaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno y terrazas marinas

Los cambios eustáticos del nivel del mar, que por ser uniformes en toda la tierra no se deben a movimientos terrestres localizados, pueden obedecer a una serie de otras causas además de a la glaciación. El desplazamiento de agua por deposición de sedimentos en el fondo del mar podría hacer subir el nivel, pero no más de 250 m, aún cuando toda la tierra se denudara hasta el nivel del mar resultante; por lo que se sabe, esto no ha ocurrido nunca en todas partes a la vez. Un enfriamiento y calentamiento del agua oceánica de, pongamos por caso, unos 10°C, provocaría una bajada o subida de sólo 7 u 8 m. A este respecto pueden despreciarse tanto las posibles ganancias de agua juvenil de origen volcánico como las pérdidas de agua implicadas en los productos de meteorización. Quedan los procesos corticales y subcorticales que implican cambios de nivel

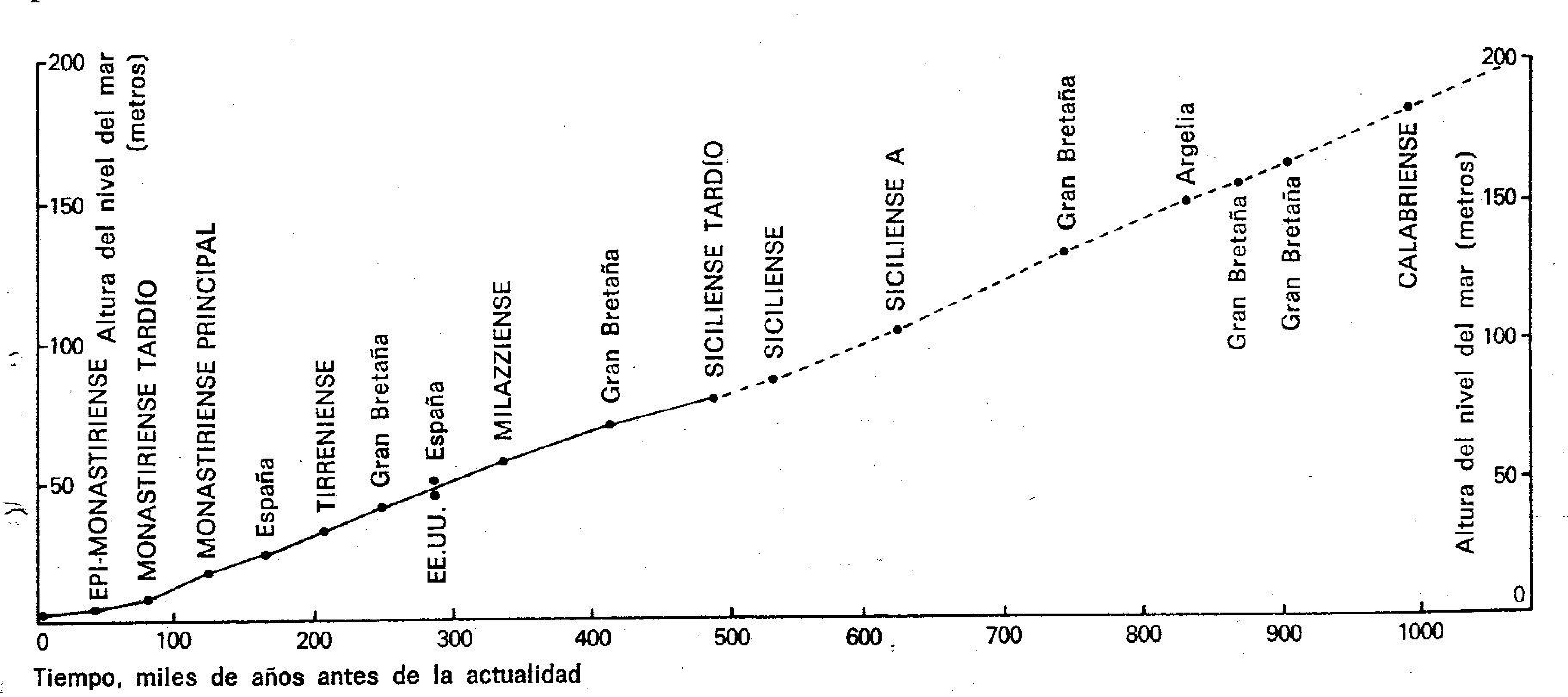
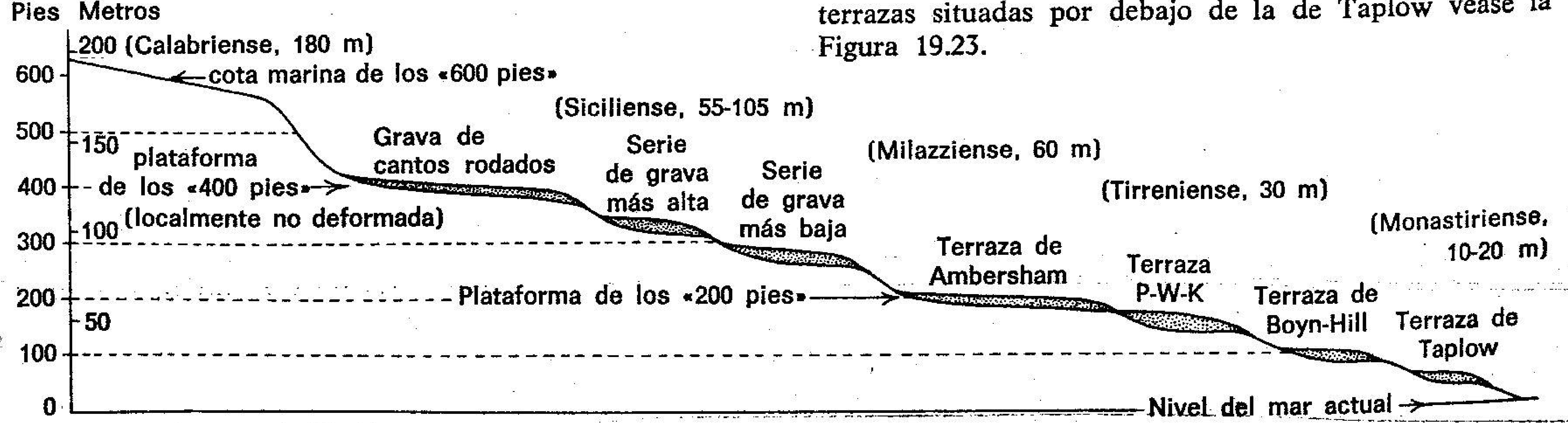


Figura 21.6. Descenso regular de niveles altos del mar sobre los cuales se superpusieron las oscilaciones pleistocénicas del nivel del mar (*Según P. Evans,* 1971).

Figura 21.7. Corte esquemático para ilustrar las principales plataformas de erosión y terrazas de gravas del valle del Támesis desde los Downs septentrionales en el lado sur o desde las Chiltern Hills en el norte. Entre paréntesis se indica el nivel que alcanzó el mar en sucesivas etapas interglaciales pleistocénicas. Para las terrazas situadas por debajo de la de Taplow véase la Figura 19.23.



de la superficie; por ejemplo, la subida y la bajada isostáticas de los fondos oceánicos y los continentes, como respuesta a la carga de encima, o sea, el hielo añadido a los continentes durante los períodos glaciales y el agua de fusión del hielo añadida a los océanos durante los períodos interglaciales. A pesar de las complejidades, es evidente que las mayores oscilaciones ascendentes y descendentes del nivel de mar producidas durante el Pleistoceno se deben, sin duda, a la pérdida del agua que se acumuló en tierra en forma de hielo y a su reposición por fusión. El máximo descenso durante la mayor acumulación de hielo fue de 135 m. El nivel actual se alcanzó hace unos 6000 años. Pero todavía queda mucho hielo por restablecer a los océanos. Si la fusión fuera rápida, la inmersión adicional podría ser de 50 o incluso 70 m, pero después de los reajustes isostáticos (pág. 331) el nivel del mar se estabilizaría a unos 35 m por encima del actual. Los datos de la figura 21.5 muestran el ascenso eustático del nivel del mar desde que empezó a regresar al océano el agua aprisionada en los últimos grandes mantos de hielo.

Tanto Zeuner (1959) como Fairbridge (1961, 1962) encontraron evidencias de que los altos niveles de los períodos interglaciales, anteriores a hace 100 000 años, estuvieron bajando regularmente durante un período de varios centenares de miles de años. Zeuner sugirió que en mil años el nivel del mar bajaba 0,12 m. Evans (1971), después de volver a examinar todos los datos, sugiere que el descenso probablemente era de entre 0,15 y 0,2 m cada mil años. En otras palabras, hace un millón de años el nivel del mar se encontraba unos 200 m más arriba que actualmente. La figura 21.6 ilustra este descenso regular del nivel del mar sobre el cual se superpusieron las oscilaciones de nivel pleistocénicas.

Las alturas y edades de las terrazas fluviales van muy ligadas a las de los altos niveles marinos pleistocénicos. Como se describe en la figura 21.7, de acuerdo con el descenso progresivo de los niveles marinos, las terrazas fluviales relacionadas fueron cada vez más bajas. Al tratar de las terrazas del curso bajo del Támesis, King y Oakley (1936) lo expresaron escribiendo:

> «En general los movimientos de nivel de base aparentan haberse parecido a las olas de una marea menguante. Después de cada período de agradación, el río ahondaba rápidamente; y en general no volvía nunca más a ocupar su antigua altura; en el siguiente ahondamiento llegaba más abajo que antes para no volver a recuperar nunca su altura perdida, y así sucesivamente.»

Los niveles de base a los que se refieren son, desde luego, la altura del nivel del mar durante los sucesivos períodos glaciales e interglaciales.

En la figura 21.7 se ilustran las principales plataformas de erosión y terrazas de gravas del valle del Támesis. La terraza de Boyne Hill es especialmente interesante por varias razones. Sus restos fósiles e implementos humanos indican que perteneció al gran período interglacial comprendido entre el Mindel y el Riss. Su correlación, peldaño a peldaño bajando por las laderas del valle, con la terraza de Swanscombe, que está 80 km más cerca del mar, muestra que el Támesis estaba equilibrado con respecto a un nivel del mar de unos 30 m, que corresponde en edad y altura al nivel *Tirreniense*, registrado por playas emergidas y líneas de costa en muchas localidades del Mediterráneo y de otras partes (fig. 21.18). La edad de la terraza parece ser de unos 210 000 años. Además, la existencia y buen desarrollo de la terraza de Boyne Hill-Swanscombe en las laderas del valle por el que actualmente discurre el Támesis indican que la terraza se formó mucho después de que el río se hubiera desviado de su curso original a lo largo del borde norte de la cuenca de Londres (fig. 21.8).

Períodos pluviales

La presencia de lagos encogidos de tamaño o secos en regiones que actualmente son áridas o semiáridas constituye una evidencia de que durante los períodos glaciales la precipitación era mucho más copiosa. Estas fases climáticas se denominan *pluviales* (del latín, *pluvia*, lluvia). Las condiciones pluviales pueden estar marcadas por terrazas colgadas en las laderas de cuencas lacustres, o por depósitos lacustres extensos allí donde el relieve de la zona circundante es escaso. El antiguo y ahora desaparecido lago Bonneville, de Utah, enorme antepasado de los actuales

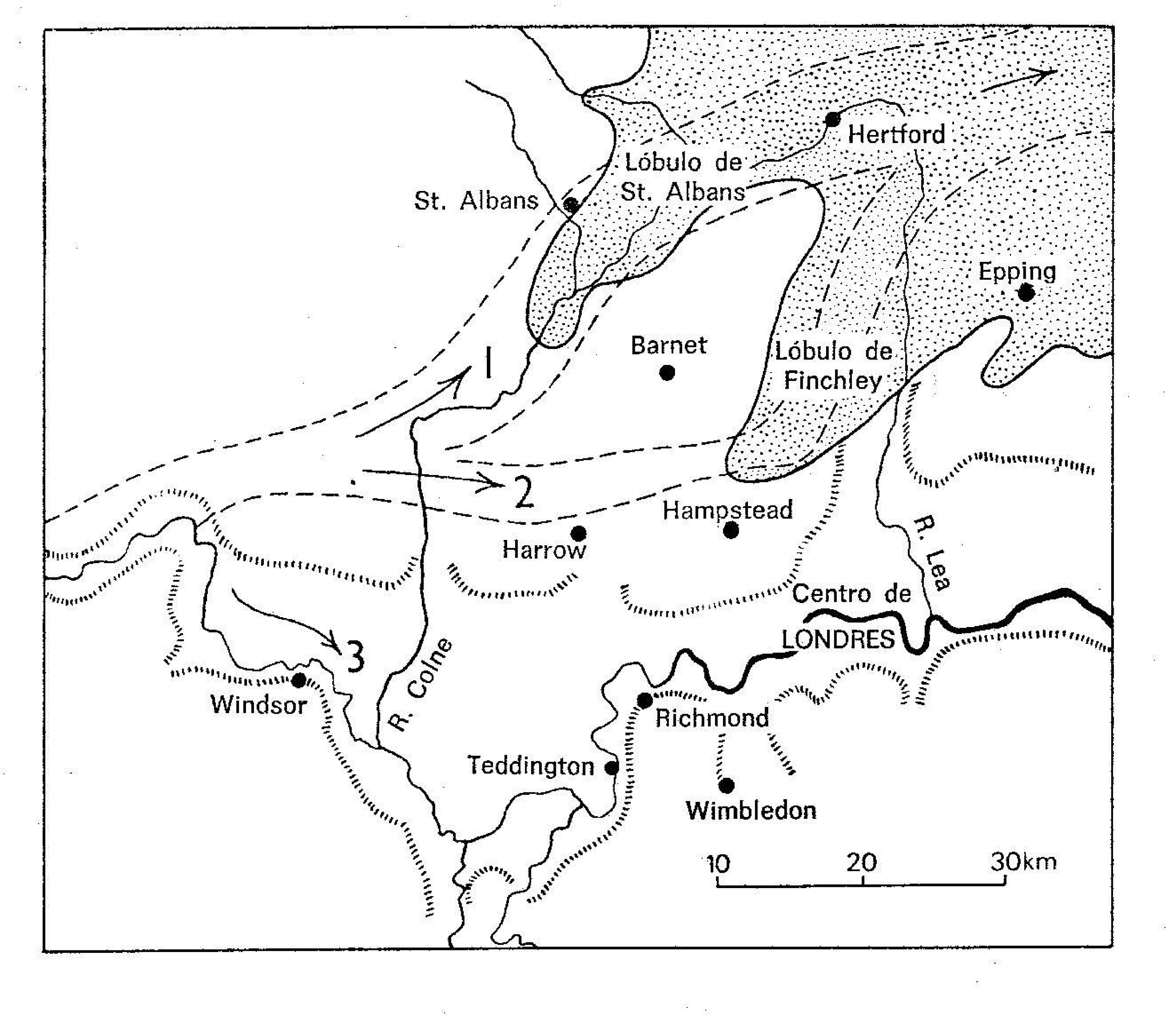


Figura 21.8. Cursos sucesivos del Támesis desde principios del Pleistoceno: 1, por el valle de St. Albans; 2, por el Finchley Loop; 3, por el valle actual. El cambio de 2 a 3 se produjo por el bloqueo de la trinchera de Finchley a causa del avance del hielo durante la glaciación M. La zona cubierta por los derrubios glaciales resultantes más antiguos (Older Drift) está punteada. *(Según S. W. Woolbridge y D. L. Linton).*

Gran Lago Salado, lago Provo y lago Sevier, tuvo una extensión máxima de unos 52 000 km². Fue precisamente aquí donde, por referencia a la asociación de depósitos lacustres con derrubios glaciales, se descubrió que la máxima extensión del lago fue sincrónica con un período glacial. Por las evidencias que representan las plataformas cortadas por las olas y los deltas que se formaron a lo largo de su orilla se sabe que el lago Bonneville se extendió durante períodos glaciales y se contrajo durante los interglaciales varias veces. Una de estas plataformas, situada a más de 300 m por encima del Gran Lago Salado, está cortada a lo largo de la ladera de las montañas Watsatch.

El lago Chad sobrepasó varias veces sus vagos límites actuales, extendiéndose mucho sobre Nigeria y el Sahara, para volverse a reducir sólo antes del avance interpluvial del desierto. En todas partes donde es posible establecer correlaciones por útiles de piedra u otros medios, se encuentra que los niveles altos del lago y los períodos lluviosos que los produjeron se corresponden con los períodos glaciales. Un ejemplo particularmente impresionante lo han registrado los geólogos rusos. Cada glaciación de las montañas del Cáucaso se acompañó de un nivel alto del mar Caspio, que es interior, mientras que el mar Negro, marino (originado a mediados del Pleistoceno) estaba bajo, como correspondía al descenso generalizado del nivel del mar del período glacial. Debe añadirse que el mar Negro se originó en una depresión tectónica que se hundió bajo el nivel del mar al mismo tiempo que el mar de Mármara y partes del mar Egeo. Muy pronto los tres quedaron inundados por el Mediterráneo, el cual, a su vez, se encontraba a un nivel bastante alto correspondiente a la fase interglacial R I/II. Aunque era menos profundo de lo que ahora es, el mar Negro originario cubría una extensión mayor, tal como lo indican sus orillas abandonadas.

Lagos marginales de los mantos de hielo continentales

Durante el retroceso de los mantos de hielo continentales europeo y norteamericano, las condiciones eran muy favorables para el desarrollo generalizado de lagos marginales (fig. 21.9). En la época de máxima extensión del hielo, las partes

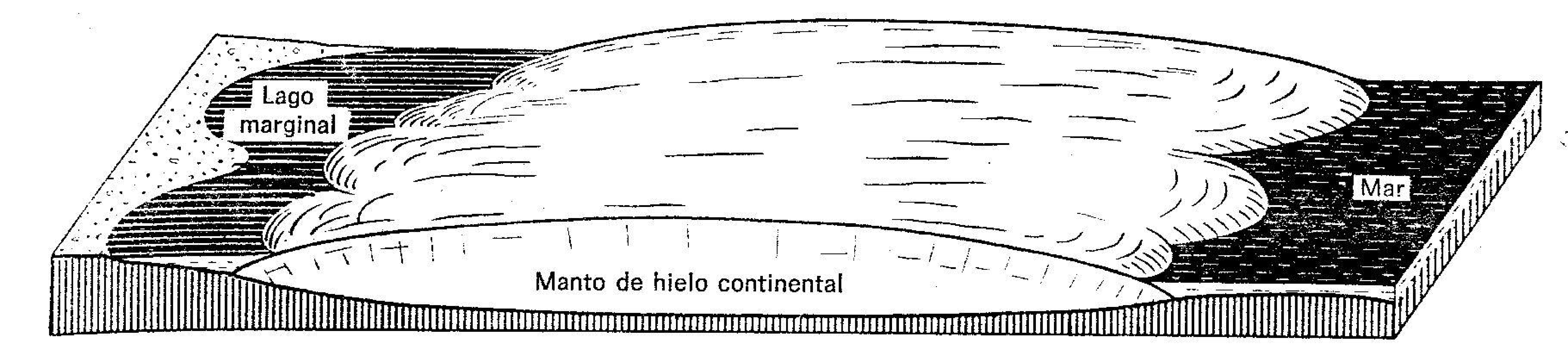


Figura 21.9. Diagrama que representa el hundimiento o depresión isostática de una superficie terrestre sobrecargada con un manto de hielo continental y el consiguiente desarrollo de lagos marginales durante el retroceso del hielo. La escala vertical y las pendientes están muy exageradas.

menos montañosas del fondo subyacente se deprimieron en forma de cuenco debido al efecto isostático de la carga de hielo. El hielo alcanzó espesores de 2400 m o más, adelgazándose hacia los bordes. Así, el hundimiento correspondiente de la corteza allí donde la carga era mayor debió ser de más de 600 m; lo cual es suficiente como para deprimir vastas extensiones de superficie rocosa por debajo del nivel del mar. Ésta es la condición de la actual Antártida. Durante el retroceso del hielo, la corteza se fue liberando de su carga gradualmente, y la recuperación isostática fue avanzando a partir de los bordes, aunque con un retraso considerable. Por consiguiente, durante miles de años hubo extensos territorios abandonados por el hielo inclinados hacia y por debajo del frente de hielo en retroceso. Muchos de ellos se convirtieron en lagos gigantescos, mientras que otros fueron invadidos por el mar. Las playas emergidas, actualmente preservadas en algunos puntos a diversas alturas sobre el nivel del mar, y la disposición basculada de muchas terrazas lacustres demuestran la recuperación isostática ya sufrida que tuvo lugar a partir de la desaparición del hielo. Además, el hecho de que las orillas de la bahía de Hudson y del golfo de Botnia estén permanentemente subiendo demuestra que el proceso de restablecimiento del equilibrio isostático todavía prosigue. Las depresiones más profundas de las regiones inicialmente inundadas todavía están ocupadas por lagos o por el mar; los Grandes Lagos de Norteamérica (fig. 21.11) y el mar Báltico (fig. 21.12) son ejemplos notables de ello.

Los Grandes Lagos de Norteamérica

Las inmensas cuencas ocupadas por los Grandes Lagos fueron excavadas por el reiterado paso demoledor del hielo, principalmente sobre pizarras paleozoicas y otras rocas relativamente débiles. Debido a su erosionabilidad, estas zonas ya en tiempo preglaciales constituían extensas tierras bajas. Las barras morrénicas dispuestas en un festón en torno a sus márgenes meridionales (figura 21.10) aumentaron la capacidad de las cuencas lacustres. Los registros geológicos de su historia dejados por los lagos —tales como terrazas de las orillas y playas— aparentemente alcanzan sólo a los últimos 17 000 años aproximadamente. Durante las muchas ocasiones anteriores en que el hielo avanzaba o retrocedía sobre las mismas zonas sin duda hubo lagos similares, pero aún no se han detectado evidencias de ellos que puedan haberse librado de la destrucción que produjo el paso del hielo. En la figura 21.11 se ilustran algunas de las etapas sucesivas representadas por los fragmentos de historia que quedan. Éstos revelan cambios de contorno y de emisarios de los lagos que no pueden explicarse sólo por fluctuaciones en el recubrimiento de depresiones comprendidas entre el frente de hielo y las morrenas que lo bordeaban. Grados diversos de reajuste isostático de una época a otra y de un lugar a otro provocaron cambios adicionales de nivel y de inclinación. También se sospecha que otra fuente de complicación puede haber sido cierto grado de ondulación de la corteza independiente.

Todas las fechas de los subestadios de la figura 21.11 se han determinado por el método del radiocarbono (pág. 269). Un intervalo templado especialmente bien datado está representado por la «capa de bosque» Two Creeks, que es una extensa capa de turba que contiene abundantes restos de abetos, pinos y abedules. El bosque se mantuvo centenares de años, pero luego quedó cubier-

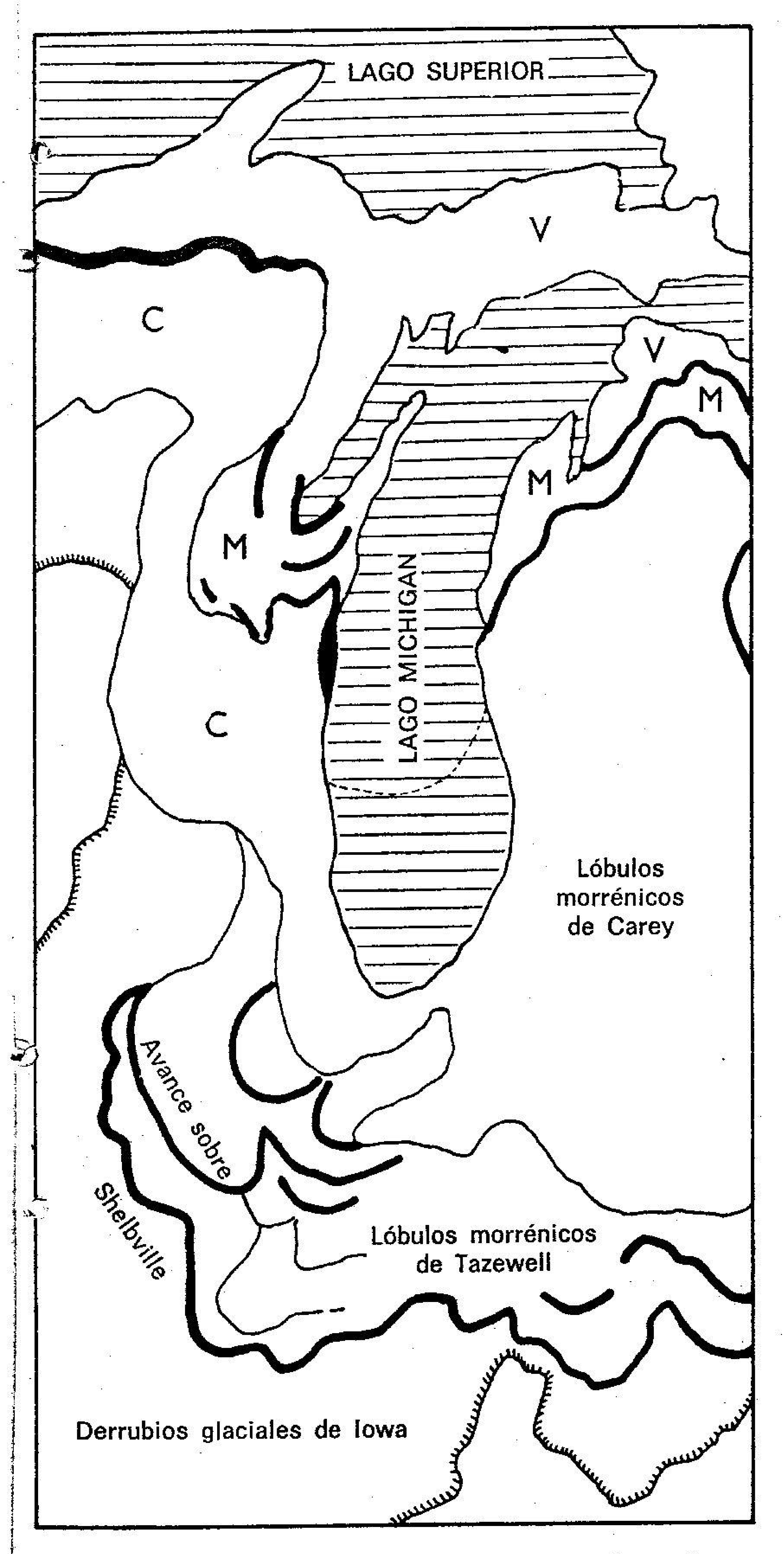


Figura 21.10. Mapa de los derrubios glaciales y las morrenas de retroceso que representan los principales subestadios glaciales de la última parte del período glacial Wisconsin (WII) en el lago Michigan y sus alrededores. C, Carey; M, Mankato o Port Huron; V, Valders *(Según L. Horberg y R. C. Anderson, Journal of Geology,* (vol. 64, 1956); y *M. M. Leighton ibid.,* vol. 68, 1960).

to por un avance del hielo que duró poco tiempo llamado subestadio Valders. Después de esto, el retroceso continuó y sólo hubo fluctuaciones menores.

La figura 21.11 muestra:

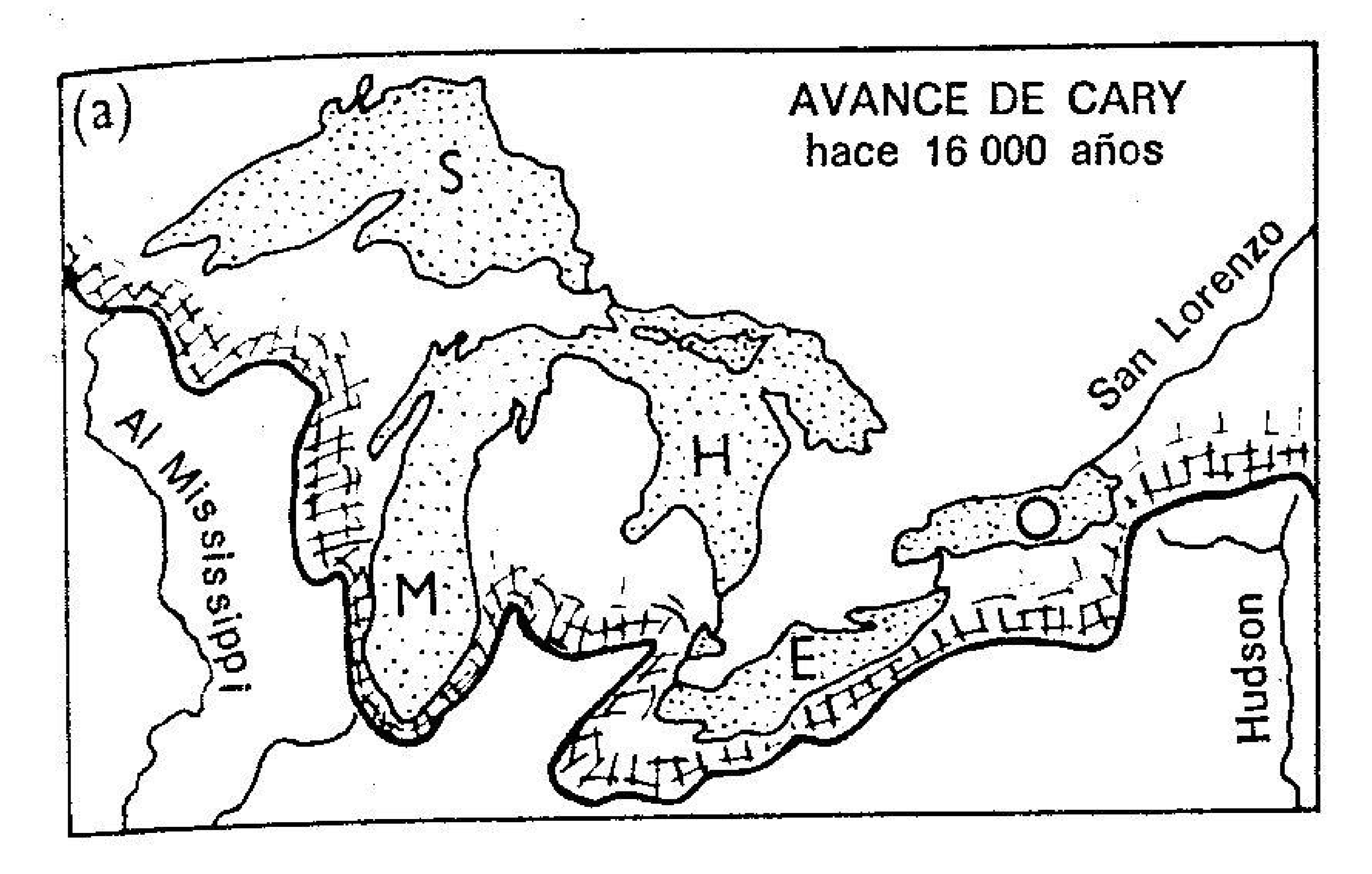
a) La posición aproximada del frente de hielo cuando el avance Cary estaba en su apogeo. Ésta fue la última ocasión en la cual todas las cuencas lacustres quedaron totalmente enterradas bajo el manto Laurentino. Los contornos de los lagos actuales están representados por líneas delgadas y por un punteado.

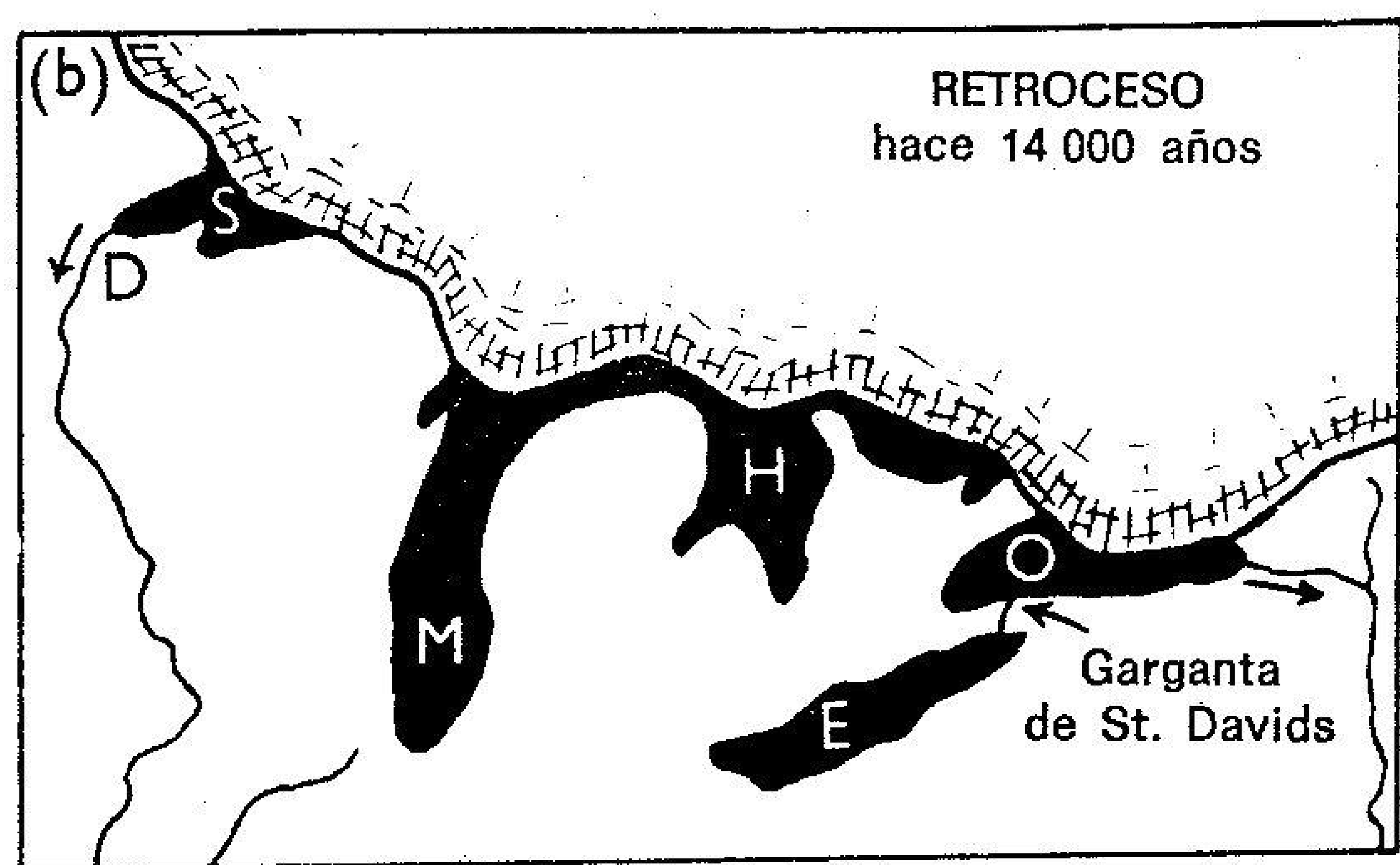
b) Los lagos marginales que aparecieron durante el intervalo de retroceso Cary/Port Huron. Al principio, la descarga principal se iba al Mississippi a través de un emisario situado cerca de la localidad en la que se encuentra Chicago. Posteriormente, cuando empezó a aparecer el lago Superior, sus aguas drenaron a otro afluente del Mississippi por un emisario próximo a Duluth. Por aquel entonces, el hielo que retrocedía había dejado al descubierto un emisario hacia el Hudson, y los otros lagos desaguaban en este río, ya que su nivel estaba por debajo del del emisario de Chicago, que temporalmente dejó de funcionar. Es posible que la garganta colmatada de St. David (fig. 18.6) empezara a ser excavada cuando el frente de hielo retrocedió hacia el norte del escarpe del Niágara durante este intervalo.

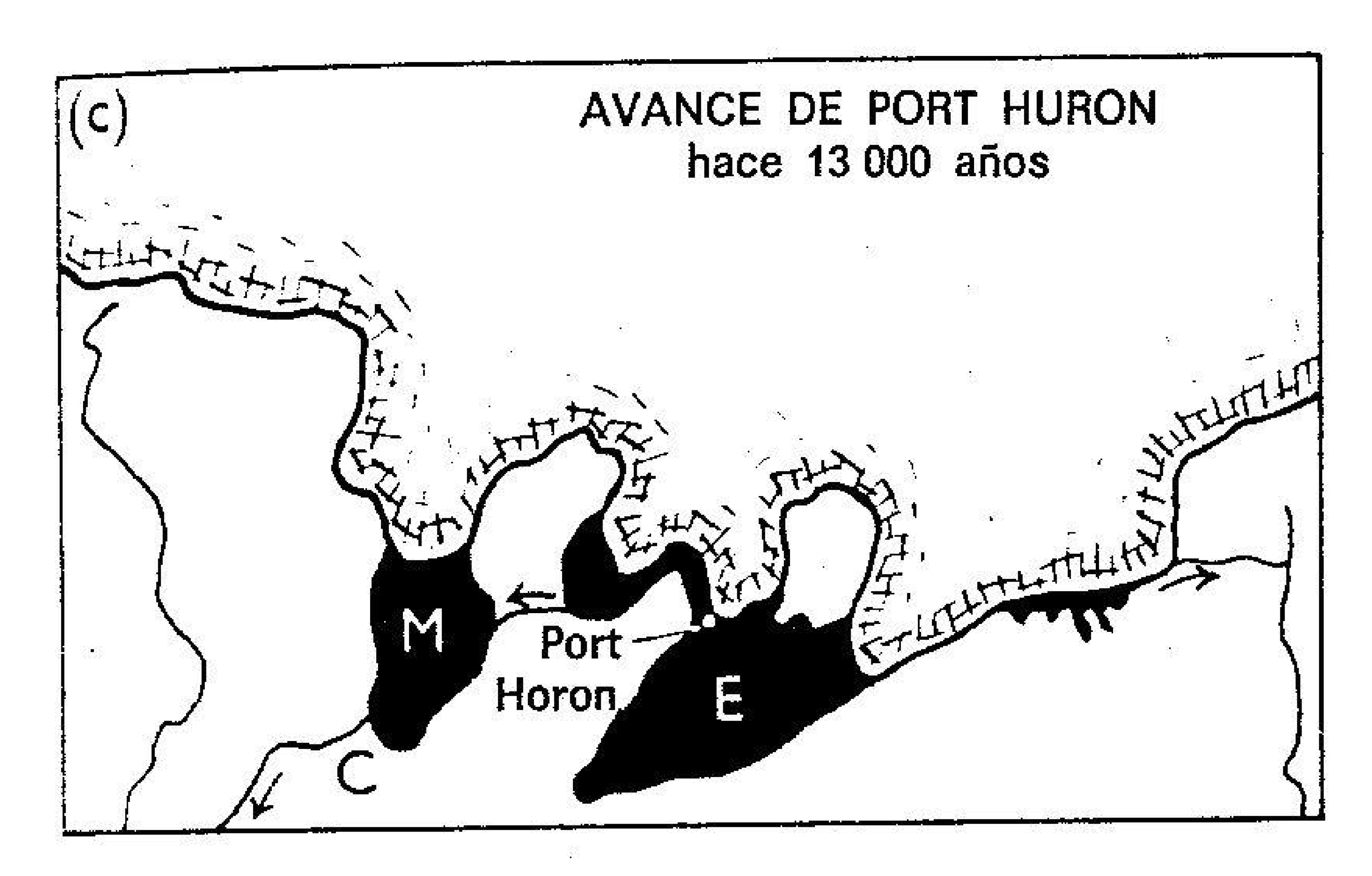
c) El máximo avance de Port Huron, cuando de nuevo la cuenca del lago Superior volvió a quedar cubierta por el hielo. Los demás lagos marginales se vaciaban por medio del emisario de Chicago. Sólo el drenaje de los lagos Finger se escapaba hacia el Hudson. El hielo rebasó por última vez el escarpe del Niágara, y la garganta de St. David se colmató con derrubios glaciales.

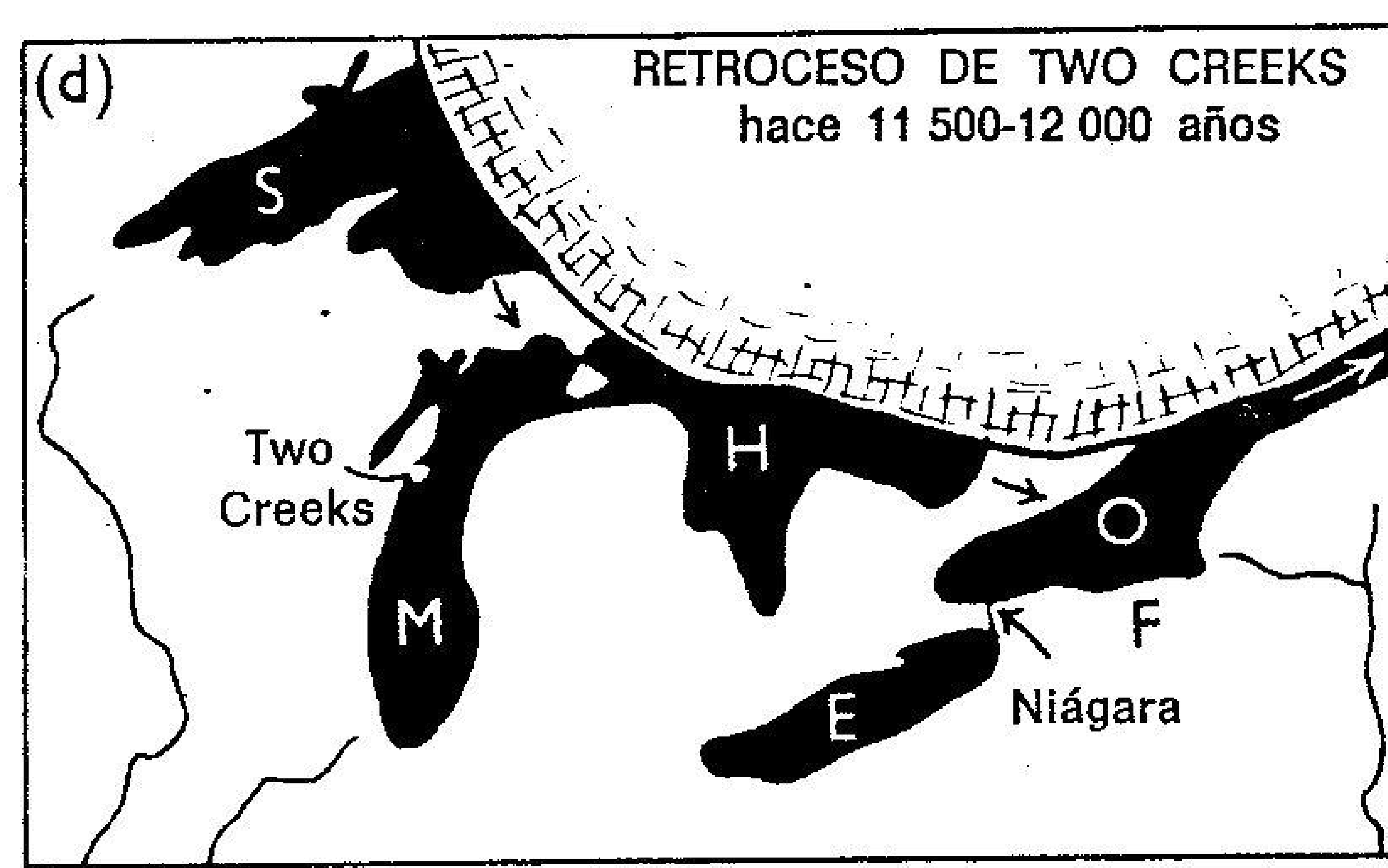
d) El máximo retroceso del hielo durante el intervalo Two Creeks. Entonces el drenaje se efectuaba en parte por inundación generalizada, y toda el agua iba hacia el este, a un río San Lorenzo de gran tamaño. Durante el retroceso, el río Niágara volvió de nuevo a cruzar el escarpe —situado bien al este de la garganta de St. Davis—

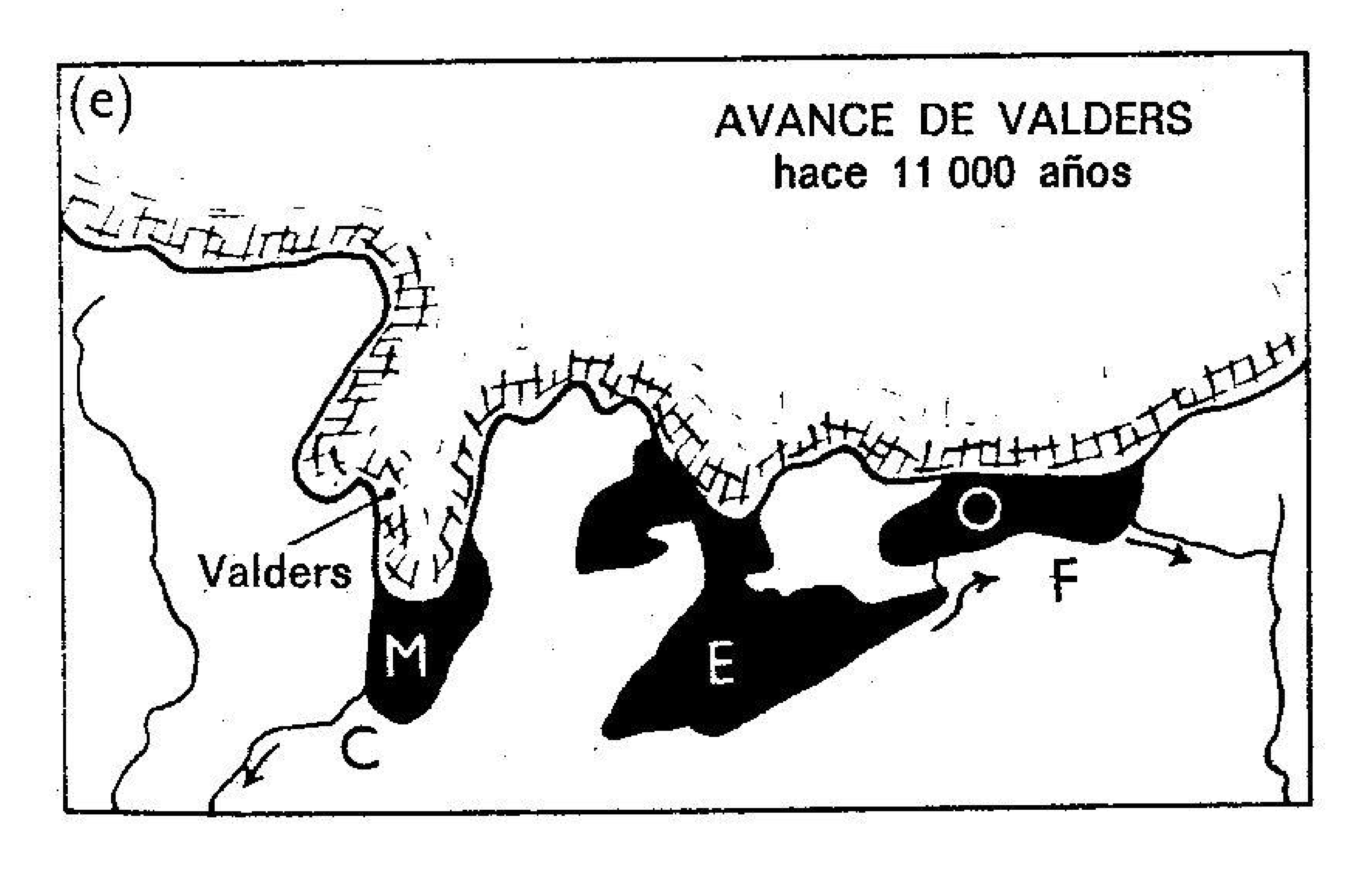
Figura 21.11. Algunas etapas sucesivas del desarrollo de los Grandes Lagos de Norteamérica, con dataciones de radiocarbono aproximadas. Las cuencas lacustres o las partes no cubiertas se indican con iniciales: S, Superior; H, Hurón; M, Michigan; E, Erie y O, Ontario. Los Finger Lakes del norte del estado de Nueva York se señalan con una F; C y D son los emisarios hacia el Mississippi de Chicago y de Duluth *(Según J. L. Hough, 1958, con modificaciones posteriores de dataciones por el método del radiocarbono).*

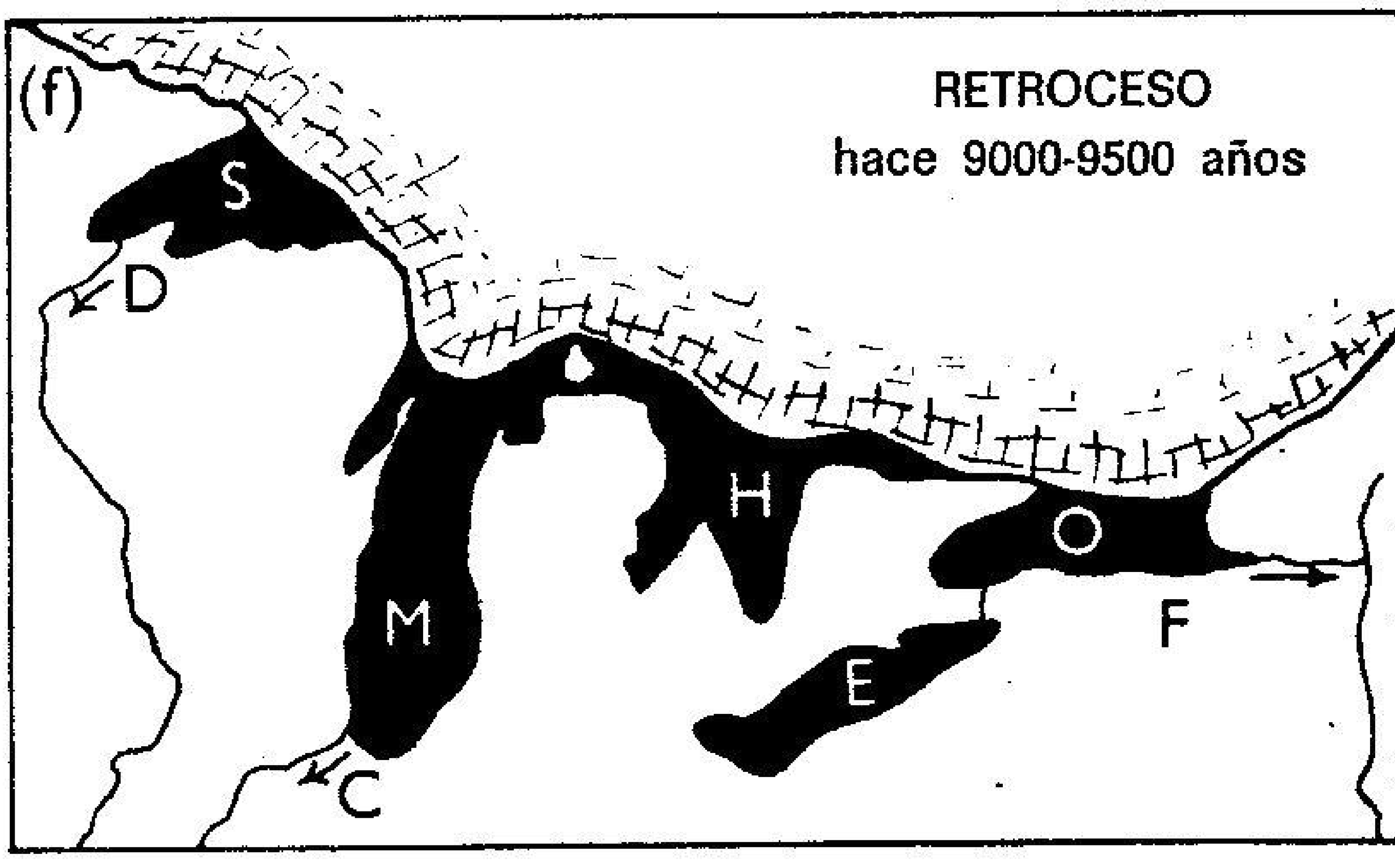

(a)
AVANCE DE CARY
hace 16 000 años
S
H
M
O
E
San Lorenzo
Al Mississippi
Hudson

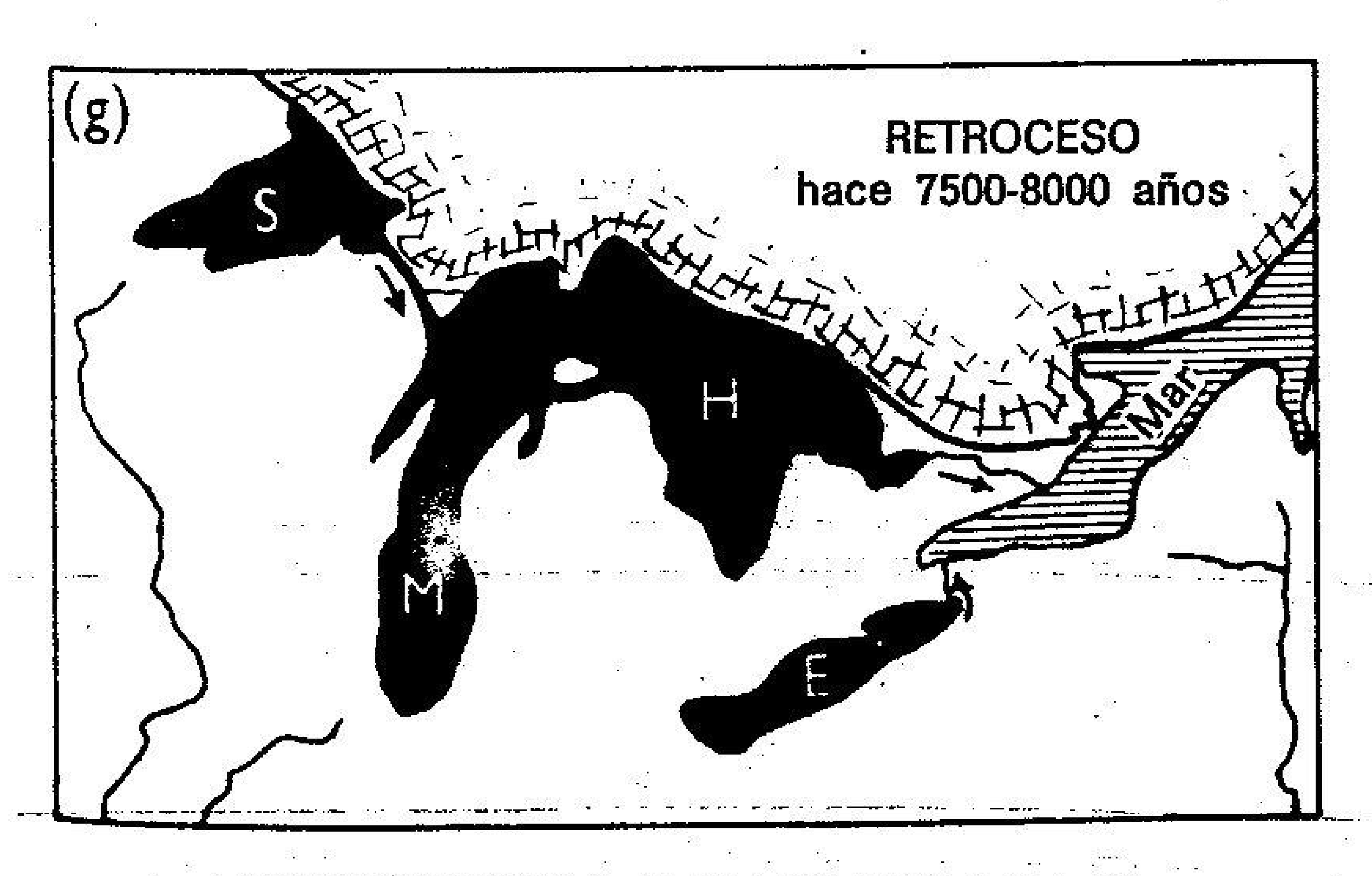

(b)
RETROCESO
hace 14 000 años
S
D
H
M
O
E
Garganta
de St. Davids

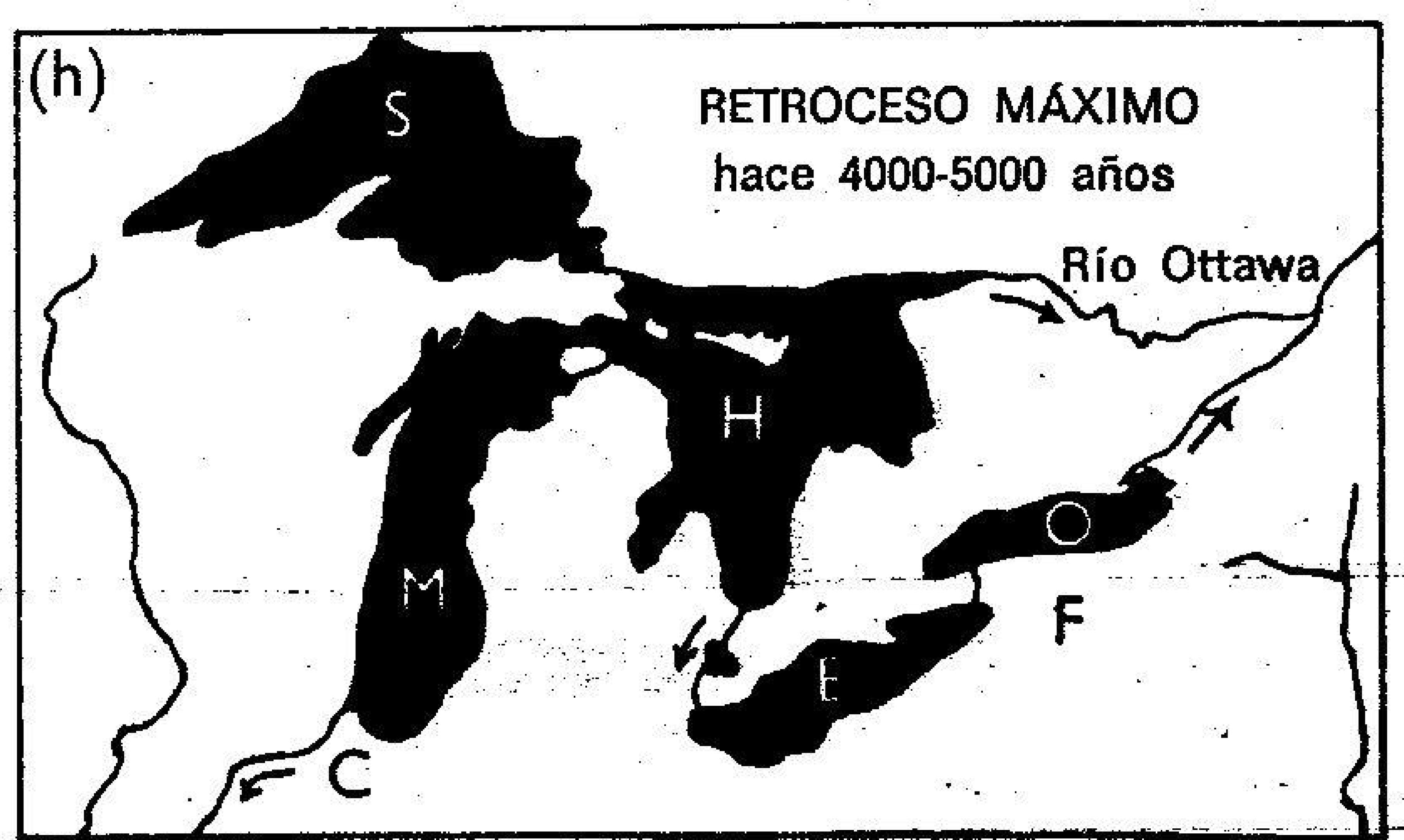

(c)
AVANCE DE PORT HURON
hace 13 000 años
M
Port
Horon
E
C


(d)
RETROCESO DE TWO CREEKS
hace 11 500-12 000 años
S
Two
Creeks
H
O
M
F
E
Niágara


(e)
AVANCE DE VALDERS
hace 11 000 años
Valders
M
O
F
E
C


(f)
RETROCESO
hace 9000-9500 años
S
D
H
O
M
F
E
C


(g)
RETROCESO
hace 7500-8000 años
S
H
Mar
M
E


(h)
RETROCESO MÁXIMO
hace 4000-5000 años
S
Río Ottawa
H
O
M
F
E
C

y empezó a excavar su garganta actual. Muestras de madera procedentes de depósitos lacustres del norte del escarpe dan una edad radiocarbónica promedio de 12 080 ± 300 años. Como estos depósitos no han sido cubiertos por derrubios glaciales ni perturbados por el hielo, se deduce que el avance Valders subsiguiente no consiguió llegar al escarpe. Así, en números redondos, se puede decir que las cataratas y la garganta del Niágara tienen unos 12 000 años.

e) Al oeste del Niágara, el avance Valders volvió a rebasar la cuenca del lago Superior. Los bosques Two Creeks sufrieron la incisión; y el reducido lago Michigan desaguó a través del emisario de Chicago.

f) Condiciones como las que había en una etapa del retroceso subsiguiente. Hace unos 9500-9000 años había tres conjuntos de lagos marginales, cada uno de los cuales con su emisario adecuado, tal como se indica.

g) Un estadio posterior del retroceso, durante el cual una bahía marina muy alargada, conocida como el mar de San Lorenzo, se extendía sobre la localidad en la cual se encuentra el lago Ontario. Todos los demás lagos desaguaban en esta entrada de mar, que no desapareció hasta hace unos 5500 años.

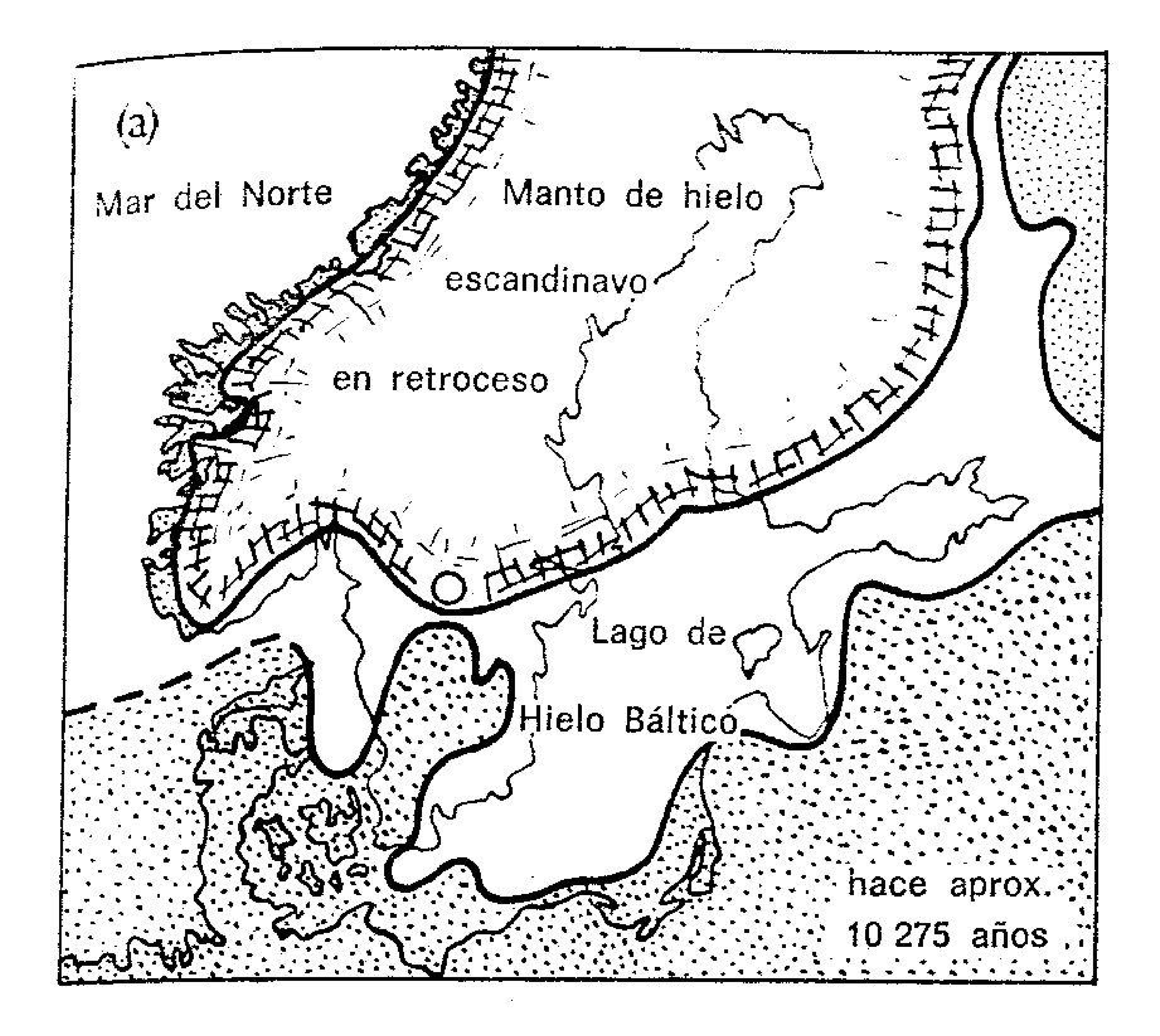
h) Los lagos tal como eran hace unos 5000-4000 años, cuando la precipitación era copiosa y los lagos estaban muy crecidos. Los principales emisarios se dirigían al San Lorenzo, que volvía a ser un río, no sólo por las vías actuales, sino también por un derramadero (ya abandonado) que conducía al lago Nipissing y, de él, al valle del río Ottawa. En las épocas en que el nivel del agua era suficientemente alto, el antiguo emisario de Chicago transportaba el flujo excedente.

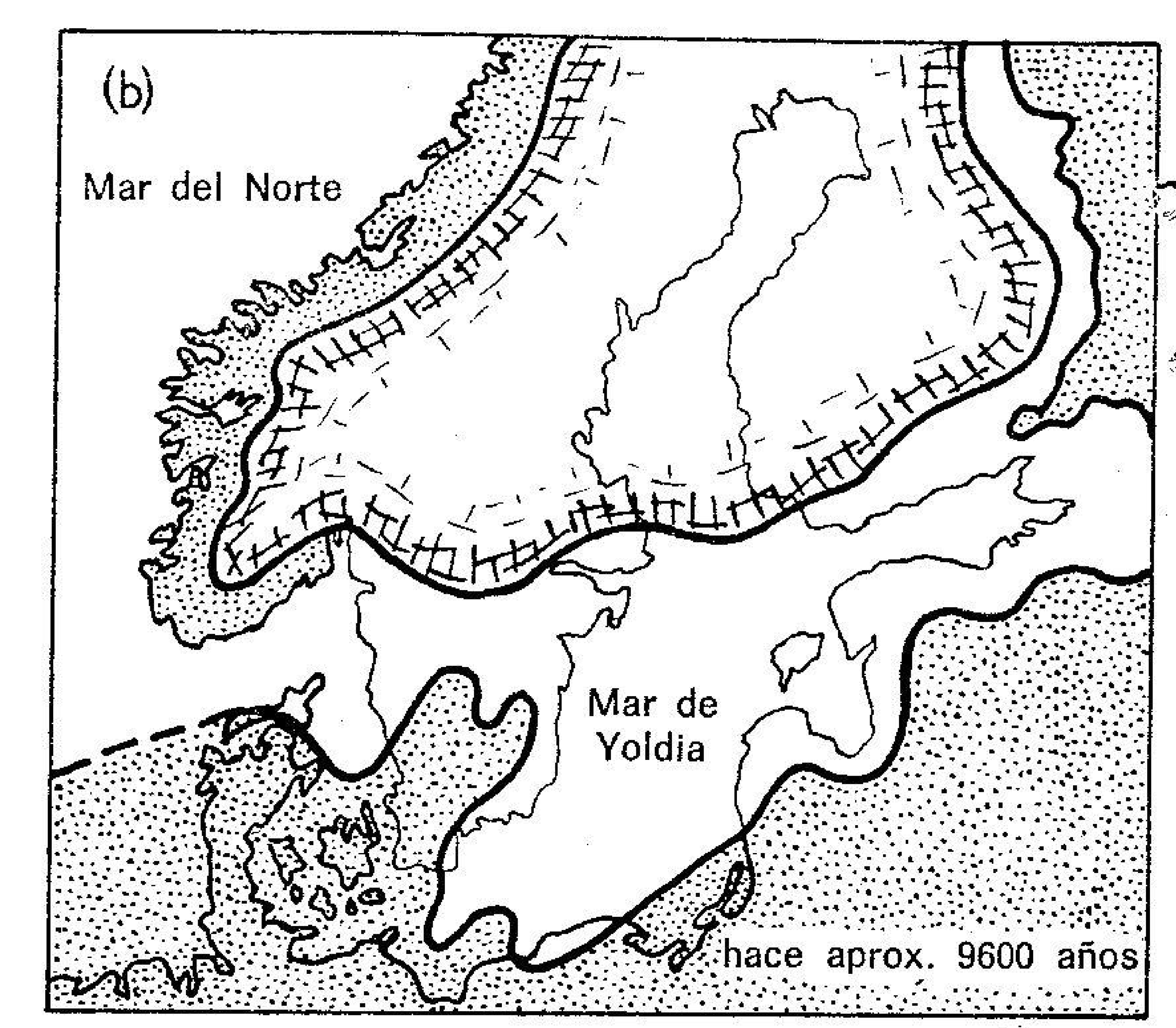
Al observar la figura 21.11 se debe haber constatado que los tres lagos más altos tienen un equilibrio mutuo sumamente delicado. Una débil basculación de sus cuencas hacia el sur sería suficiente para enviar sus aguas al golfo de México y no al este, al Atlántico, como actualmente. Todavía se está produciendo una basculación isostática hacia el norte. Si ésta se mantuviera a la tasa actual, sin interferencia humana o algún otro tipo de proceso natural que la contrarrestara, el lago Michigan volvería a drenar al Mississippi dentro de unos 1500 años.

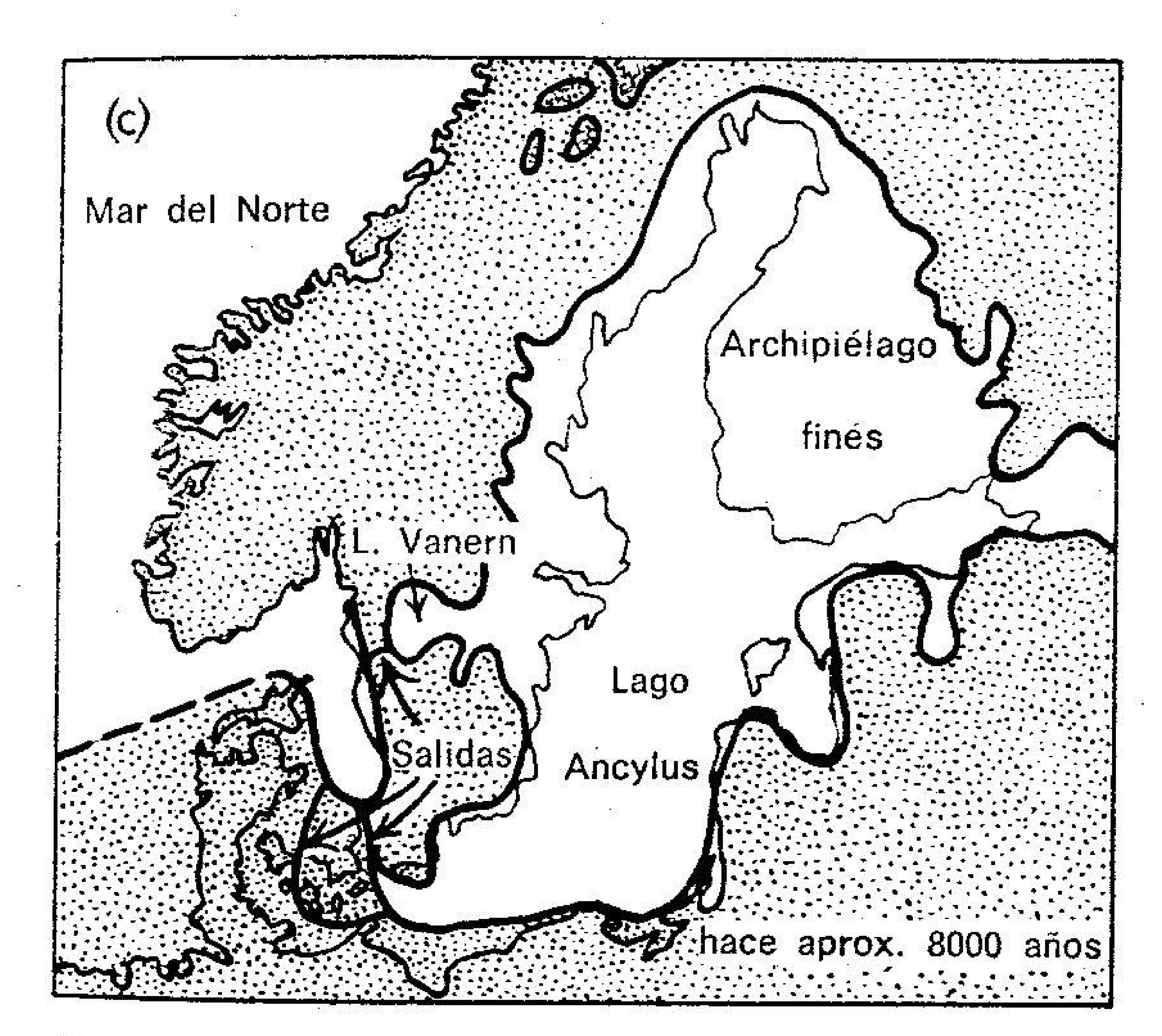
Por el noroeste se originaron otra serie de lagos por un mecanismo muy similar al que formó los Grandes Lagos. Su historia conocida empieza hace unos 12 000 años, cuando un gran número de lagos marginales crecientes se unieron y formaron una gigantesca extensión de agua que duró varios miles de años. Este lago ancestral se conoce geológicamente como lago Agassiz. Los sedimentos horizontales depositados en su fondo constituyen gran parte del suelo de las ricas tierras de trigales de Dakota del Norte y Manitoba. Al principio el lago desaguaba en el Mississippi a través del valle del río Minnesota. Los emisarios más bajos quedaron descubiertos más tarde y durante un tiempo enviaron las aguas al lago Superior, pero luego, a la bahía de Hudson. Los restos de este vasto lago son el lago Winnipeg y el lago de los Bosques (Lake of the Woods). Más al noroeste, y a lo largo del borde del escudo canadiense, los lagos de Athabasca, del Gran Esclavo (Great Slave) y del Gran Oso (Great Bear) son los descendientes de otros grandes lagos marginales.

El mar Báltico

Así como a lo largo del borde del escudo canadiense hay una orla de grandes lagos, también en Europa el escudo báltico está bordeado por los lagos Ladoga y Onega, por el golfo de Finlandia, el mar Báltico y el mar Blanco. Todas estas depresiones han tenido una historia similar, pero la del Báltico es la que mejor se conoce. En el transcurso del último retroceso fluctuante del manto de hielo escandinavo, empezó el Báltico en forma de una serie de lagos marginales que se unieron y drenaron por todas partes allí donde había cauces temporales disponibles, incluyendo uno que llevaba desde el golfo de Finlandia por el lago Ladoga al mar Blanco. En aquel tiempo el nivel del mar todavía era bajo (véase la fig. 21.5), pero la tierra deprimida situada frente al manto de hielo empezaba a subir. En algún momento dado, el hielo que retrocedía dejó al descubierto un emisario en el punto marcado «O» en la figura 21.12 (*a*), y el lago de Hielo Báltico empezó a desaguar hacia el mar del Norte por un río marginal (situado entre los actuales emplazamientos de los lagos Vättern y Vänern). Esto ocurrió hace 10 275 años (datación por varvas), fecha que corresponde a la época de retirada del hielo de la







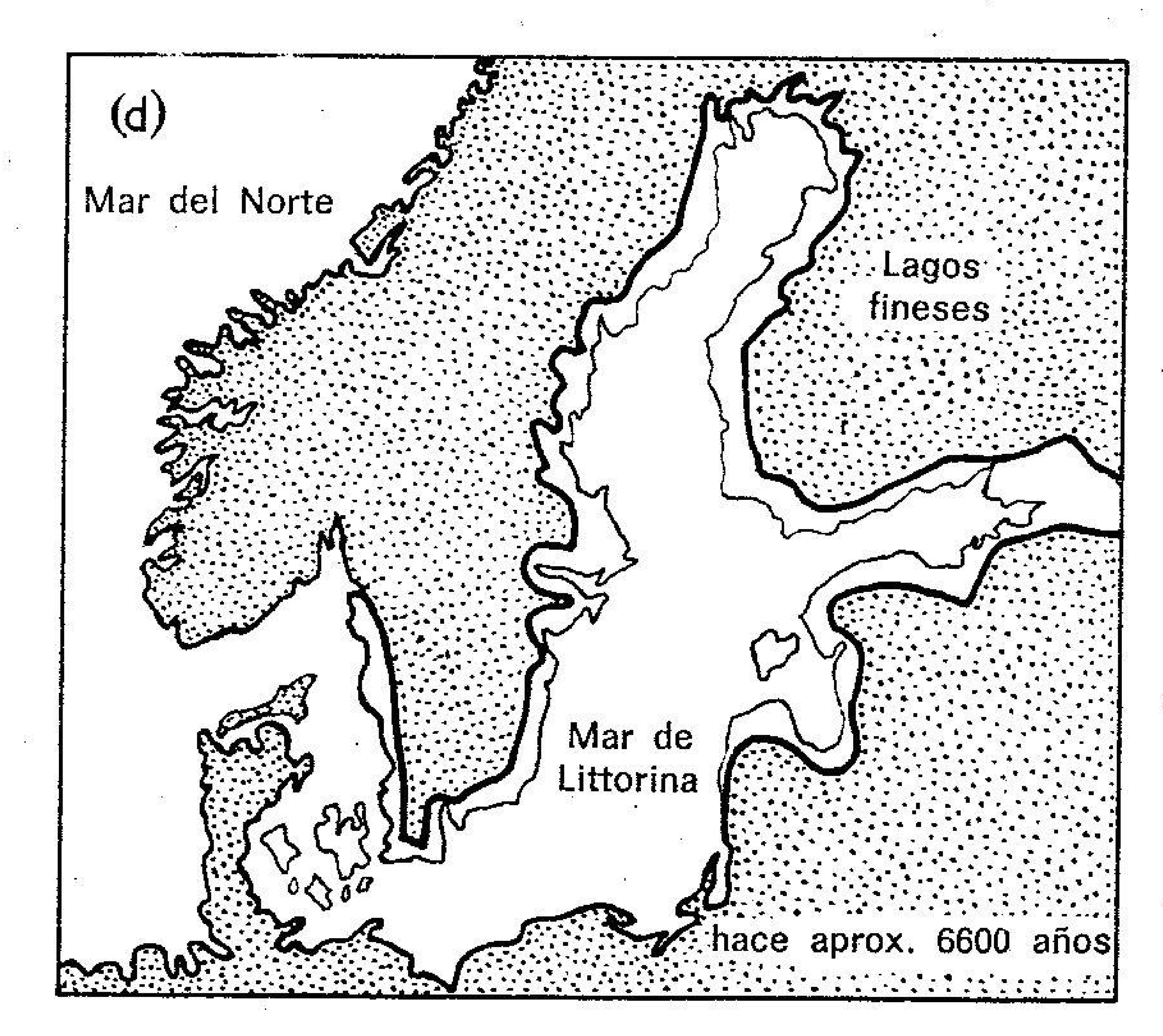


Figura 21.12. Etapas en la evolución del antecesor tardío del mar Báltico. El nombre de mar de Yoldia se debe a un molusco marino; el de lago Ancylus, a un pequeño caracol de agua dulce y el de mar de Littorina, a un caracol marino común *(Según E. Fromm, «Atlas över Sverige»,* 1955).

segunda de las grandes morrenas escandinavas (SII) marcadas en la figura 21.15.

Entonces el mar estaba subiendo más rápidamente que la tierra. El cauce del emisario muy pronto se ensanchó y ahondó, mientras se sumergía la depresión del lago Vänern. El agua marina, más pesada, era entonces capaz de arrastrarse por el fondo del cauce ensanchado y el lago Báltico pasó a ser cada vez más salado, especialmente en el oeste y el sur. Cuando el frente de hielo se había retirado hasta el lugar donde se encuentra Uppsala (varva de hace 9800 años) el Báltico ya era definitivamente marino: era un brazo de mar al que se conoce como el mar de *Yoldia* (figura 21.12 *[b]*), nombre que toma de un molusco marino que dejó sus conchas en las playas y otras líneas de la orilla que se conservan. Actualmente, *Yoldia* vive sólo en las orillas de los mares árticos.

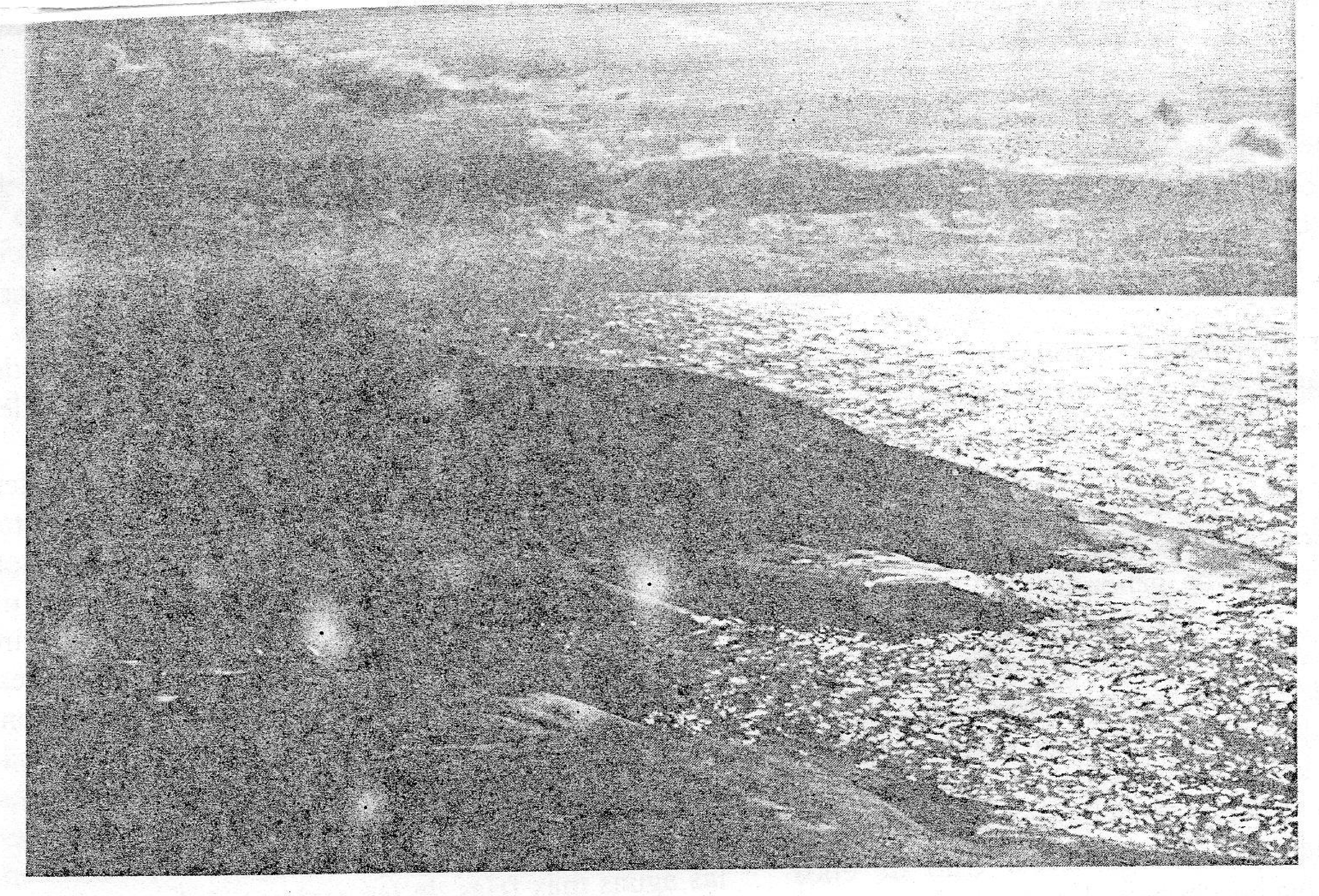


Figura 21.13. Superficie rocosa modelada por el hielo que todavía está subiendo isostáticamente a una tasa de 40 cm por siglo. Archipiélago Söderskär, cerca de Helsinki, costa sur de Finlandia *(C. E. Wegmann)*.

Después de unos cuantos centenares de años más, durante los cuales la tierra subió más rápidamente que el mar, la ancha conexión a través del lago Vänern con el mar del Norte se volvió muy angosta y quedó reducida a un río corto. Entonces el Báltico se había convertido en el lago *Ancylus* (fig. 21.12 *[c]*), nombre que debe a un pequeño caracol de agua dulce. Este lago permaneció unos 2000 años, pero como los niveles de la tierra, del lago y del mar subían todos a tasas diferentes, llegó un momento en que el emisario que atravesaba el sur de Suecia quedó abandonado y se reforzaron las salidas de emisarios más bajos a través de la Sonda (entre Copenhague y Suecia) y el Gran Belt (canal principal entre las islas danesas). Sin embargo, en un momento dado, la recuperación isostática de Dinamarca empezó a quedar rezagada, de modo que la subida isostática del nivel del mar volvió a ir por delante. Por aquel entonces Gran Bretaña quedó separada del continente. Hace unos 7500 años, la Sonda y el Gran Belt se sumergieron y ensancharon, y el lago Ancylus se convirtió en un brazo de mar. Este antiguo mar Báltico ocupaba originariamente una extensión muchísimo mayor que su descendiente actual —que todavía sigue reduciéndose a medida que en el norte sigue subiendo la tierra (figura 21.13)— y por eso es conveniente referirse a sus estudios iniciales como al mar de *Littorina* (figura 21.12 *[d]*), nombre del caracol marino común que todavía vive en las costas del Báltico y del mar del Norte.

Glaciaciones cuaternarias en el hemisferio sur

La demostración de que los períodos pluviales del Sahara y de África oriental son sincrónicos con los glaciales de más al norte plantea la cuestión de si éstas son también sincrónicas con los períodos glaciales del hemisferio sur. Las condiciones actuales sugieren que sí. Los Andes están igualmente afectados por la glaciación a ambos lados del ecuador. Groenlandia y la Antártida también, con sendos mantos de hielo cuyo estado de retroceso respecto de sus máximos avances es comparable. Pasando a un período mucho más antiguo, las inmensas oscilaciones del nivel del mar que se han mencionado habrían sido imposibles

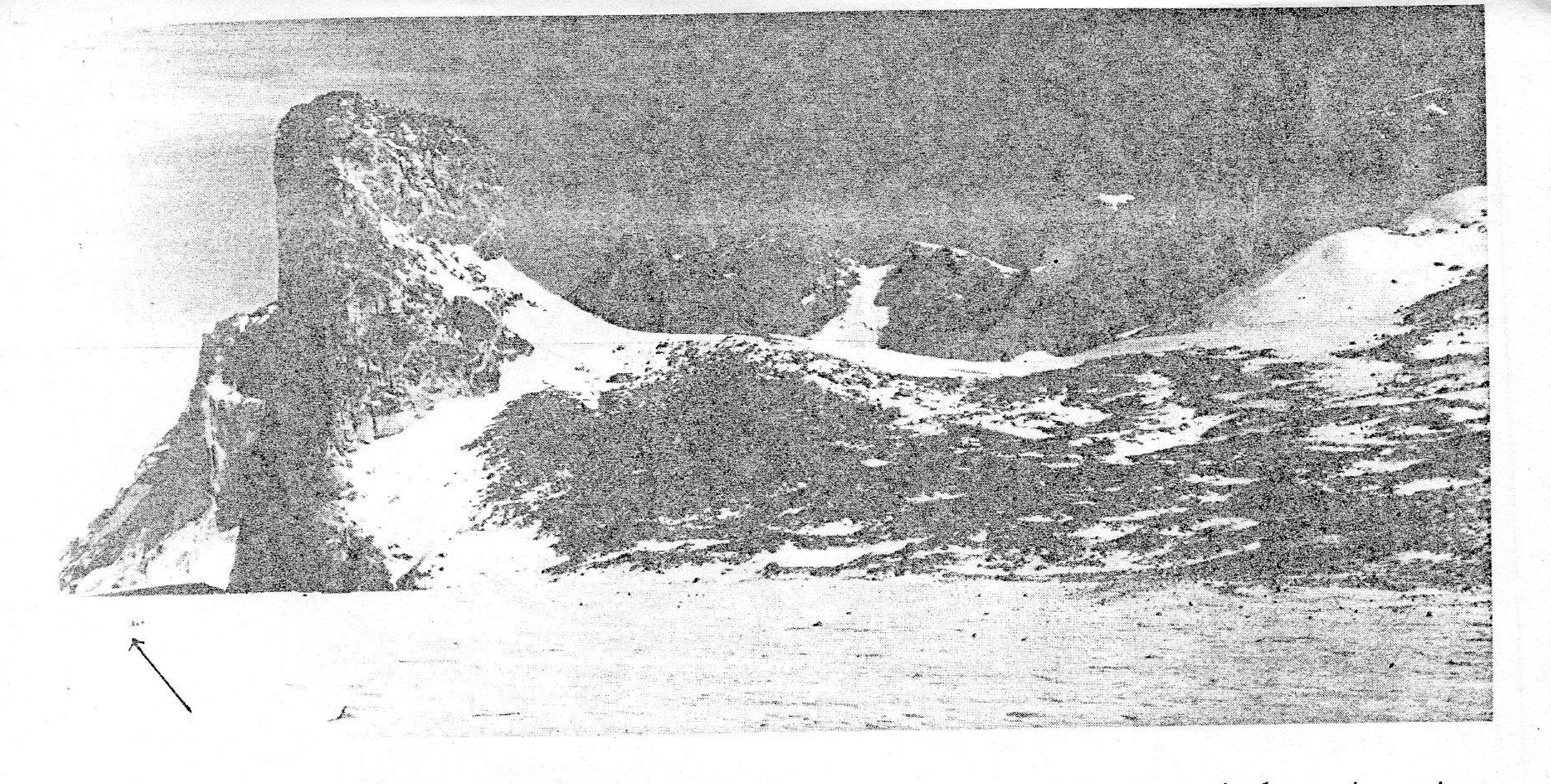


Figura 21.14. Cara nordeste del Birger Bergensenfjellet, Monts Sør-Rondane, Tierra de la Reina Maud, Antártida. Las rocas son migmatitas con numerosas vetas de pegmatitas. El pico en forma de aguja de la derecha es una intrusión de granito de grano fino. Las paredes verticales, características de la erosión eólica, se elevan 800 m sobre el campo de hielo cubierto de nieve. La inmensa escala de este paisaje queda puesta de manifiesto por el trineo y sus perros, a los cuales apunta la flecha (*E. Picciotto, Expedición Antártica Belga, 1957-1968*).

si junto con la desaparición de los mantos nórdicos no se hubiera fundido simultáneamente una gran proporción de hielo antártico. De ello se han mencionado algunos indicios. Aquí debe añadirse que las medidas de gravedad obtenidas durante la Expedición Transantártica de la Commonwealth dirigida por Vivian Fuchs en 1958 revelaron anomalías negativas muy fuertes que sugieren que anteriormente la Antártida estaba cubierta por un espesor de hielo mucho mayor, y que todavía falta mucho para que se complete su recuperación isostática, al igual que la del norte de Escandinavia y la de Canadá.

En la región del estrecho de McMurdo (figura 20.10) acumulaciones de arcilla guijarrosa glacial y de morrenas representan, por lo menos, cuatro glaciaciones importantes y unos cuantos avances menores. Los depósitos más antiguos están a más de 600 m sobre el fondo del valle actual. En las morrenas terminales más recientes se han encontrado restos de algas, datadas como de hace 6000 años, que indican que el óptimo climático del norte tuvo su correspondiente en el sur. La presencia en islas exteriores de bloques erráticos de granito y gneis, que sólo pueden proceder del continente, demuestra que el hielo antártico ocupó una extensión mucho mayor. El hecho de que el espesor del hielo era antes muchísimo mayor queda espectacularmente ilustrado en la figura 21.14, correspondiente a la Tierra de la Reina Maud, donde se observan evidencias de un retroceso general de los glaciares en la tierra libre de hielo. En los alrededores de la costa hay gneises erráticos en la cumbre del volcán extinguido Gaussberg, o sea, a más de 300 m. Más cerca del polo, el glaciar Beardmore dejó morrenas laterales a alturas comprendidas entre 300 y 1200 m por encima de su superficie actual.

Todas las pruebas disponibles apoyan la conclusión de que, en el transcurso del Cuaternario, las glaciaciones de los dos hemisferios han sido más o menos contemporáneas. Todavía no se tienen indicios claros respecto a cuándo y dónde empezó la primera glaciación. Pero se sabe que en el Terciario hubo un período largo de disminución de la temperatura a escala mundial, que, evidentemente, fue el precursor del avance de la última de las grandes glaciaciones.

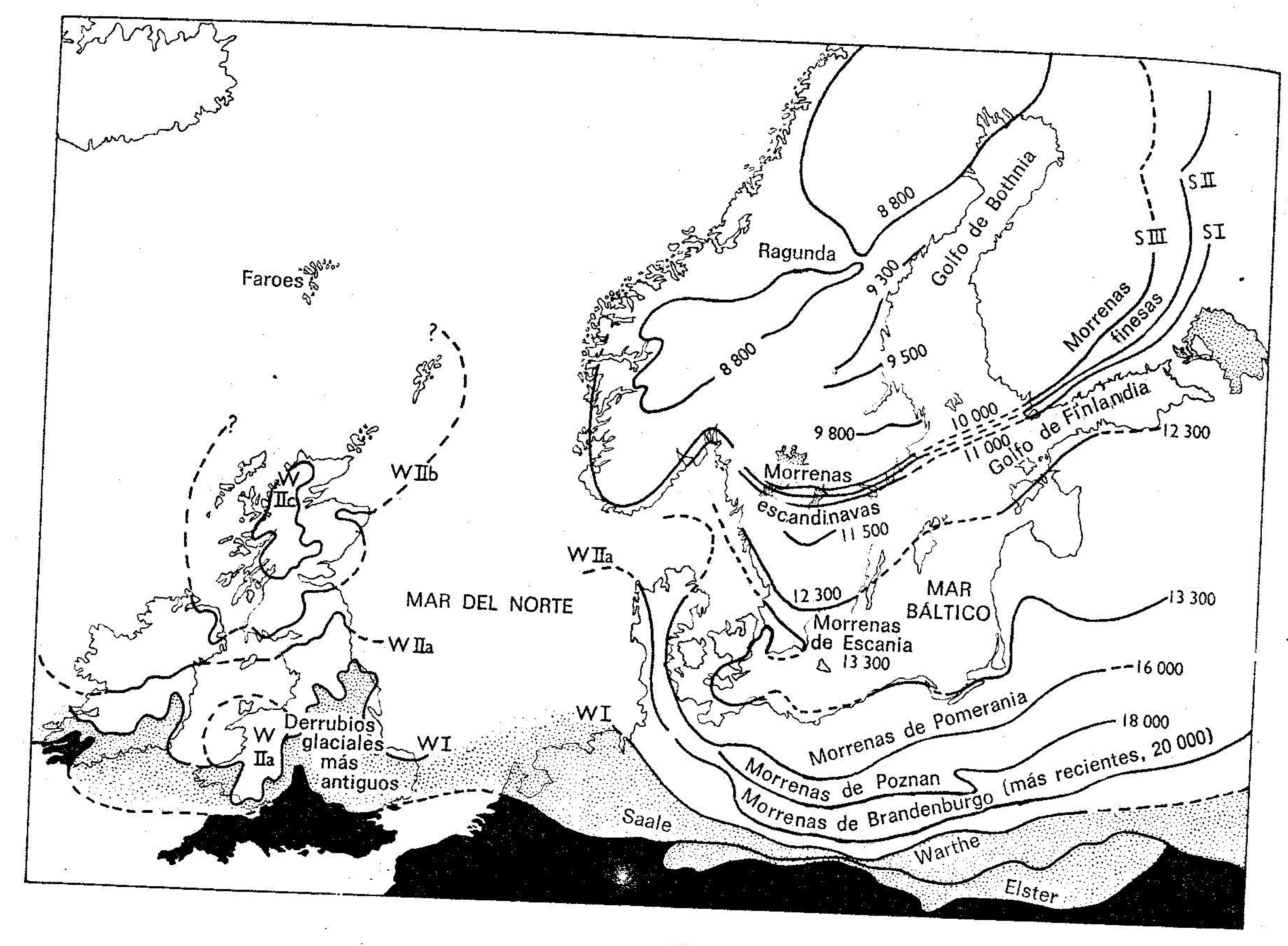


Figura 21.15. Mapa que ilustra la extensión de las glaciaciones pleistocénicas en el noroeste de Europa y las islas Británicas y las principales morrenas y derrubios de borde que marcan las etapas de retroceso del último gran manto de hielo (W). El Older Drift (Derrubios glaciales más antiguos) corresponde al Saale (R) y al Elster (M). El frente Elster fue sobrepasado por el Saale en los Países Bajos, pero en Inglaterra llegó al norte de lo que ahora es Londres. Los nombres *Elster* y *Saale* son los de dos afluentes del Elba. El nombre *Warthe* se debe a una ciudad polaca situada a orillas de un río del mismo nombre que en su recorrido hacia el Oder pasa por Poznan. El frente Warthe probablemente corresponde al borde más externo del Newer Drift (Derrubios glaciales más modernos), con lo cual ambos se correlacionan aquí con el máximo avance del WI. En la región británica ésta es la glaciación Mar de Irlanda-York-Hunstanton. WII a marca el reavance escocés y galés y posiblemente se corresponde con la más antigua de las morrenas de Bradenburgo. WII b es el reavance Highland, correspondiente a la morrena más moderna de Brandenburgo y a las de Poznan, Pomerania y Escandinavia. WII c es una fase británica, de circos y glaciares de valle menores, de la misma edad general que la de las morrenas escandinavas.

Datación de los sucesos pleistocénicos

De Geer (1912) estableció uno de los primeros métodos de datación de los sucesos pleistocénicos; él y sus colaboradores contaron las varvas de la arcilla varvada escandinava, tal como se describe en las páginas 225-58. De este modo construyó una escala de tiempo para el último retroceso del hielo a través de su tierra natal (fig. 21.15). De Geer fijó su «cero» —el final de la glaciación y el inicio del tiempo Reciente u Holoceno— en una gruesa varva de cerca de Ragunda, a la que tomó como representante de la separación del manto de hielo escandinavo en dos casquetes aislados que se representan en la figura 21.15. No obstante, hay otra varva gruesa, 84 años más antigua, que puede representar igualmente la bipartición del hielo, y que tiene la ventaja práctica de estar más firmemente conectada con el tiempo histórico. En números redondos se ha adoptado como fecha de la bipartición la de hace 8000 años, en lugar de la de hace 8700 años de De Geer,

dada en la página 257. Lo importante es que la datación mediante el recuento de varvas se ha extendido a Dinamarca, Finlandia y norte de Alemania. Además, muchas de las varvas numeradas también se han datado por el método del radiocarbono.

Desde los años 50, el método del radiocarbono se ha aplicado para datar eventos pleistocénicos que no tengan más de 70 000 años. Aunque se ha visto que la fiabilidad del método disminuye para edades mayores de 25 000 años. Para sucesos pleistocénicos anteriores a hace 70 000 años se ha usado de forma generalizada el método del potasio-argón. Pero hay una dificultad para aplicar este método al Pleistoceno y es que las determinaciones deben hacerse en rocas ígneas o sus minerales, y preferentemente en lavas, que muy rara vez van asociadas a depósitos pleistocénicos.

Para datar el Pleistoceno también se han aplicado otros métodos radiométricos. Uno de ellos se basa en el hecho de que el protoactinio, Pa^{231}, y el ionio, Th^{230}, ambos hijos del uranio, se descomponen a tasas diferentes, ya que sus vidas medias son 32 000 y 75 000 años, respectivamente. Por consiguiente, la razón Pa^{231}/Th^{230} varía con el tiempo y, por lo tanto, puede usarse para medir el tiempo. Este método es aplicable a las arcillas de los testigos extraídos de fondos marinos profundos. Otro método, conocido como el método del exceso de ionio, parte del supuesto de que los sedimentos recientes de mares profundos contienen una cantidad constante de Th^{230}, derivado del agua marina. Un sedimento, a una profundidad dada en el testigo, que contiene sólo la mitad del Th^{230} presente en un sedimento superficial tendrá una edad de 75 000 años. Para otras cantidades de Th^{230} presente, la edad del sedimento se puede calcular tal como se indica en la página 261. Una información completa sobre los diversos métodos de datación radiométrica aplicada al Pleistoceno se encuentra en Shotten (1967).

La aplicación de los métodos de datación a los testigos se sedimentos oceánicos supuso un avance importante en la datación de los sucesos de principios del Pleistoceno. Tal como lo hizo por vez primera un equipo del Observatorio Geológico Lamont, las edades de los testigos se pueden calcular a partir de: *a*) la profundidad conocida de la capa que se va a datar, y *b*) la tasa de deposición conocida de capas bien datadas de tipos idénticos a los que se encuentran más arriba en la serie. Esto extiende la utilidad de la datación radiométrica más allá de los niveles a los cuales se aplica directamente. Además, los sedimentos de los testigos de los océanos profundos se pueden datar refiriéndolos a la escala de tiempo paleomagnética (págs. 684-86).

Los sedimentos oceánicos se depositan tan lentamente que algunos de los testigos representan la acumulación de varios millones de años. Éstos, y algunos de los testigos más cortos, contienen un registro claro de todos los períodos glaciales e interglaciales y de los subestadios más importantes. En los testigos del Atlántico Norte es especialmente claro el contraste entre bandas «frías» y «cálidas». Las capas glaciales están representadas por la predominancia de foraminíferos pertenecientes a especies que actualmente viven sólo en las aguas más frías de las regiones polares; las especies de las capas interglaciales, por el contrario, implican que las aguas superficiales en las que vivían eran tan cálidas como las de ahora y a veces aún más. Viendo las proporciones de las dos clases de foraminíferos en una capa dada del testigo, es posible hacer una estimación bastante precisa de la temperatura promedio de las aguas superficiales de las cuales los organismos vivos extraían el CO_3Ca para construir sus conchas. Por medio de un método muy fino, puesto en marcha por W. D. Urry en 1947, también se puede calcular la temperatura a la cual vivía el organismo, con una precisión de 1° o 2°C. Se basa en el descubrimiento de que la proporción de O^{18} a O^{16} en el oxígeno del CO_3Ca extraído del agua marina por los organismos formadores de conchas depende de la temperatura del agua. Midiendo los isótopos con un espectrómetro de masas sensible, se puede determinar la temperatura a partir de la razón O^{18}/O^{16}. Por último, las mismas conchas —si no tienen más de 70 000 años— sirven para determinar su edad por el método del radiocarbono.

Para reconocer condiciones climáticas también se han usado polen y diatomeas. El método se basa en ver las proporciones relativas de polen de climas cálido-seco y frío-húmedo, y en los porcentajes de diatomeas árticas y subárticas.

Mediante el uso de los métodos citados de datación de los sucesos pleistocénicos y la distinción

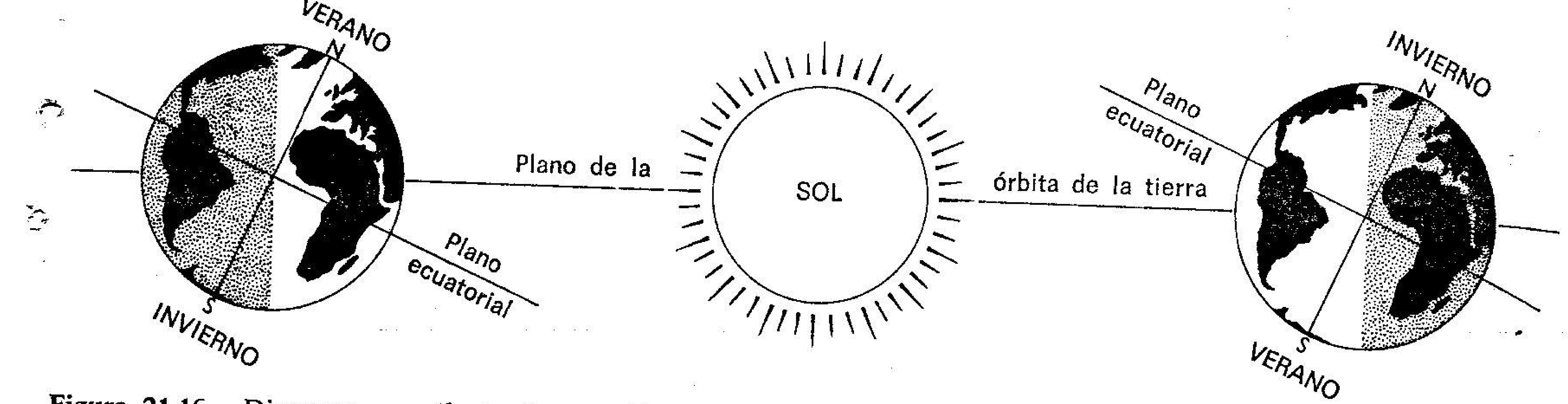


Figura 21.16. Diagrama que ilustra los cambios estacionales en los hemisferios norte y sur.

de períodos glaciales e interglaciales en los testigos de las grandes profundidades oceánicas, las escalas de tiempo pleistocénicas se han ligado a variaciones de la cantidad de calor recibido del sol, en cualquier latitud dada, debidas a los cambios cíclicos de la órbita y eje de rotación terrestres. El eje no es perpendicular al plano de la órbita (o sea a la *eclíptica*), sino que está inclinado respecto a él: hecho conocido que da lugar a las alternancias estacionales de veranos e inviernos, tal como se representa en la figura 21.16. Actualmente la inclinación es de casi 23,5°, pero varía periódicamente entre límites de algo más de 24,5° y algo más de 21,5°. El ángulo es el mismo que el que forman el plano ecuatorial terrestre y su plano orbital y se conoce como la *oblicuidad de la eclíptica.* La propia órbita tiene la forma de una elipse y su *excentricidad* sufre una variación cíclica entre los extremos de casi cero, cuando la órbita es casi circular, a un valor máximo, en que la elipse tiene su elongación máxima. Debido a la atracción que ejercen el sol y la luna sobre el abombamiento ecuatorial terrestre, la dirección del eje en el espacio (relativa a «astros» fijos) cambia lentamente, y periódicamente hace como si describiera la superficie de unos conos imaginarios al igual que lo describe el eje de un trompo inclinado. Por sí mismo, este «balanceo» terrestre, la *precesión* del lenguaje astronómico, requeriría 26 000 años para completar un ciclo. Pero como la propia órbita gradualmente oscila alrededor, el completado del ciclo se acelera, o sea se reduce a 21 000 años. El resultado neto se describe como la *precesión de los equinoccios.*

Estas tres perturbaciones cíclicas de los movimientos planetarios terrestres tienen las siguientes periodicidades:

Oblicuidad de la eclíptica	40 000 años
Excentricidad de la órbita	92 000 años
Precesión de los equinoccios	21 000 años

A intervalos, en los últimos cien años, se han hecho intentos de calcular las variaciones de la cantidad de calor recibido por la tierra, resultantes de la interacción de los tres ciclos, durante los últimos centenares de miles de años. En estos cálculos es necesario suponer que la radiación solar se ha mantenido constante, exceptuando los efectos de corta duración de las manchas solares. Los resultados más notables han sido los de M. Milankovitch, geofísico yugoslavo, quien construyó curvas detalladas de las variaciones ocurridas en los últimos 600 000 años a diversas latitudes. Encontró una alternativa patente de: *a*) largos períodos de veranos fríos durante los cuales, según él, no se habría podido fundir toda la nieve invernal de las regiones de altura o latitud adecuadas, con lo cual se habría iniciado la existencia de campos de nieve y glaciares permanentes, y *b*) períodos de veranos cálidos que habrían impedido la acumulación de nieve. Más recientemente se volvieron a calcular las variaciones correspondientes a la latitud de 65° N y se extendieron los cálculos hasta cubrir el último millón de años. La curva resultante, copiada de la original y más detallada publicada por C. Emiliani en 1955 (véase la página 520) se reproduce aquí en la figura 21.17.

Se han hecho muchos intentos de correlación de la serie de veranos fríos calculada, o sea la *astronómica* o de *Milankovitch,* con la serie de fases glaciales reales o *geológicas.* Zeuner, tal como se indica en la figura 21.17, hizo encajar todas las fases glaciales, desde el Gunz I hacia acá, con los valores bajos de la serie astronómica, empezando en los datos correspondientes a hace 600 000 años. Otros eligieron diferentes «coincidencias», como las interpretaciones de Fairbridge y de Emiliani

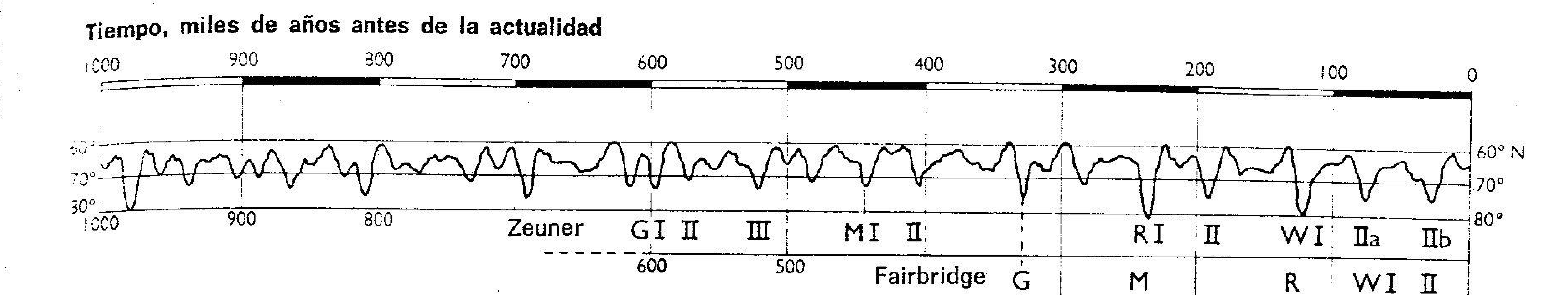


Figura 21.17. La curva «Milankovitch» que representa la cantidad de radiación solar recibida por la superficie terrestre a la latitud de 65° N, expresada en términos de las cantidades que se reciben actualmente a latitudes más altas (más frías) y más bajas (más cálidas); confeccionada a partir de datos recalculados por A. J. J. van Woerkom para el último millón de años.
(a) Se indican las correlaciones preferidas de F. E. Zeuner y R. W. Fairbridge *(Curva según C. Emiliani,* 1955, fig. 14).
(b) Correlación de C. Emiliani entre la curva «Milankovitch» y una curva de variación climática generalizada basada en testigos oceánicos de gran profundidad (*Según C. Emiliani,* 1955, fig. 15).

indicadas en la figura 21.17 por *a* y *b*, respectivamente. Tal como se ve echando un vistazo a la figura 21.17, en la interpretación de las curvas de insolación de Milankovitch en términos de escala de tiempo pleistocénica se ha obtenido una amplia gama de resultados para eventos individuales. Realmente, las dudas respecto a la fecha de comienzos del Pleistoceno no están entre unos pocos miles de años sino en un millón o más.

Percy Evans (1971), en una publicación especial de la Sociedad Geológica de Londres (véase la pág. 520) ha revisado la situación y analizado las evidencias cronológicas de los sucesos pleistocénicos anteriores al límite de la datación radiocarbonométrica. Ha construido curvas clima-tiempo basadas en análisis detallados y correlaciones de: *a*) todos los resultados geocronológicos obtenidos por los diversos métodos de datación de sedimentos de testigos oceánicos, incluyendo la datación paleomagnética, y *b*) los diversos métodos de estimación de variaciones climáticas. Estas curvas revelan cambios climáticos cíclicos durante el último millón de años del Pleistoceno, cuyo período promedio es de unos 40 000 años (figura 21.18), comparable al de la curva de Milankovitch. Evans, al comparar la curva climática astronómica con la pleistocénica, utilizó una curva de Milankovitch más afinada, basada en la revisión de Woerkkom de la curva de insolación para las latitudes 65° N y 65° S, y tomando en cuenta tanto el porcentaje de radiación solar que se refleja (llamado *albedo*) como el calor latente del hielo y de la nieve. Cuando hay vastas extensiones cubiertas de hielo y nieve, el albedo aumenta. Además, aunque los métodos de datación aplicados a los testigos oceánicos no alcanzan a más de 400 000 años, por referencia a evidencias climáticas y de otro tipo aún más antiguas, Evans extrapoló los ciclos climáticos hasta hace un millón de años, en comparación con los ciclos de insolación. Numeró los ciclos climáticos de 1 a 25 para facilidad de referencia y de este modo los ciclos climáticos sirven como estructura datada en la cual se pueden fijar sucesos pleistocénicos.

La figura 21.18 está sacada del diagrama de Evans y representa una cronología tentativa del Pleistoceno basada en la comparación de la insolación y los ciclos climáticos durante el Pleistoceno. La figura 21.18 muestra fechas tentativas de niveles marinos altos en el Mediterráneo, de terrazas del valle del Támesis y de épocas glaciales alpinas. En los testigos oceánicos no hay evidencias de que se produjera un deterioro súbito del clima que pudiera servir para datar el inicio del Pleistoceno. En base a las pruebas paleontológicas este inicio se cree que pudo ocurrir hace algo más de dos millones de años.

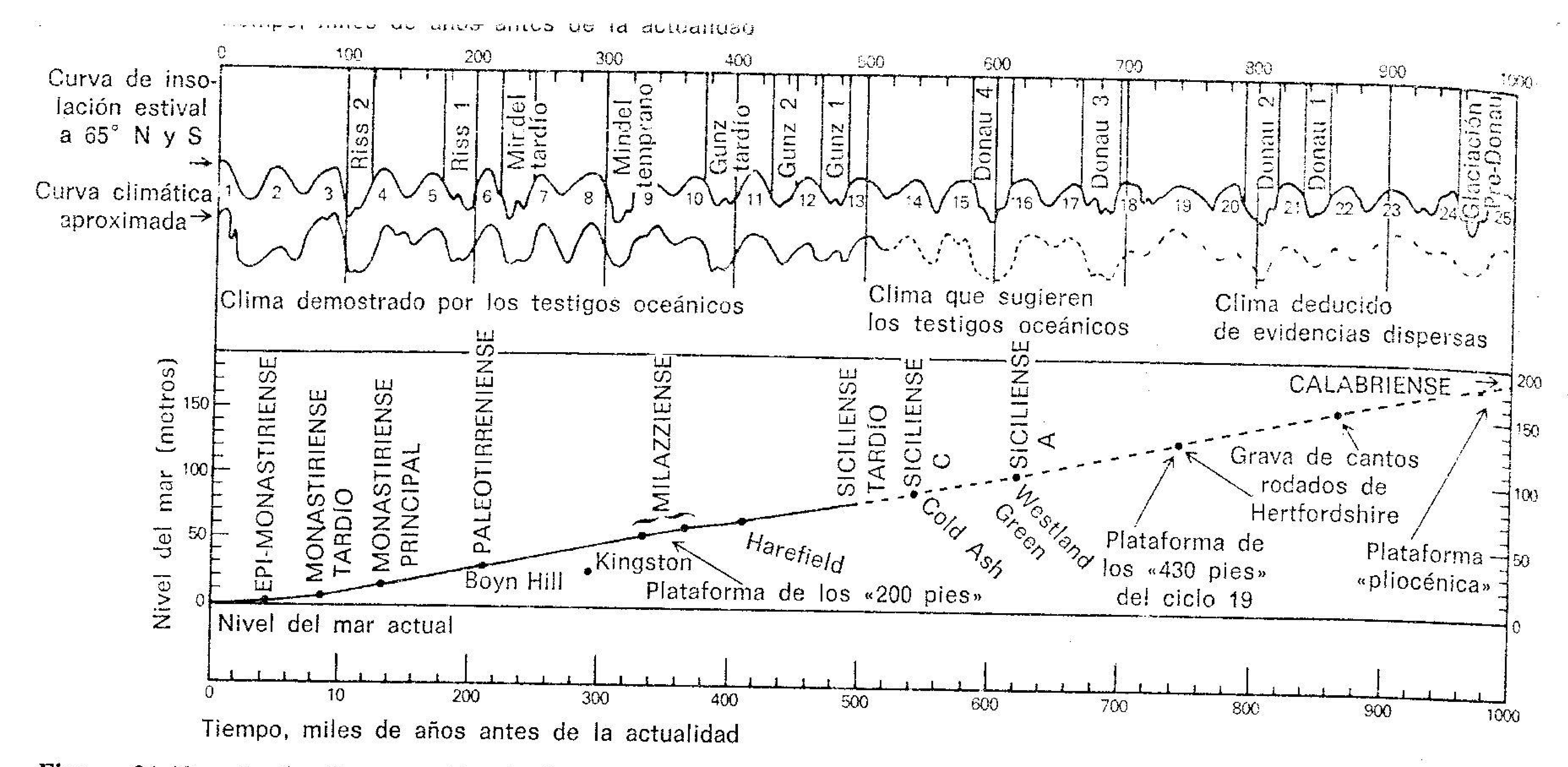


Figura 21.18. *Arriba* Comparación de la curva de insolación invernal, que representa cambios climáticos cíclicos en el último millón de años, con la curva climática (debajo de aquélla), construida a partir de datos climáticos registrados en sedimentos.
Abajo curva basada en la misma escala de tiempo, con las fechas asignadas a los niveles marinos altos del último millón de años (*Según P. Evans,* 1971).

Debe dejarse constancia de que todo el mundo está de acuerdo en que los veranos fríos representados en la curva de insolación son insuficientes, por sí solos, para explicar el establecimiento de una glaciación. Zeuner escribe que «algún factor desconocido creó condiciones favorables para la glaciación durante el Pleistoceno». Ha habido muchas hipótesis respecto a cuál pudo ser este factor, pero todavía hay gran diversidad de opiniones respecto a cómo se iniciaron los climas glaciales.

Las zonas climáticas permo-carboníferas: un dilema geológico

Los descubrimientos hechos en las últimas décadas por geólogos y geofísicos han dado muchas sorpresas inesperadas. Pero probablemente ninguna ha creado un dilema tan embarazoso como el descubrimiento, muy anterior, que hizo Blandford cuando en la India tropical (en Talchir, Orissa) encontró una capa de gravas de fines del Carbonífero a la que identificó como de origen glacial. Esto ocurrió en 1856. Antes de que por medio de una exploración detallada de la región, que se completó en 1874, se confirmara oficialmente la tillita de Talchir de Blandfor, ya se había registrado el hallazgo de tillitas de más o menos la misma edad en 1859 en el sur de Australia y en 1870 en el sur de África (fig. 21.19). Sudamérica se sumó a la lista en 1888, cuando se encontraron tillitas carboníferas en Brasil. A medida que prosiguieron estos descubrimientos asombrosos quedó fuera de toda duda que Gondwanalandia (véase la pág. 518) había sufrido repetidas glaciaciones de escala gigantesca en los remotos tiempos en los que la mayor parte de Laurasia, o sea, Norteamérica, Europa y Asia (excluyendo Arabia y la India peninsular) tenían tipos de climas tropical o tórrido-desértico.

La historia de la ciencia presenta muchos ejemplos de dilemas de tipo similar. Uno corriente que todavía no está resuelto es inherente a nuestros conceptos de la radiación: ¿son ondas o partículas? Siempre que se supera el reto de un dilema científico se hace un gran avance en muchos frentes, se hacen «descubrimientos sensacionales», por decirlo en el lenguaje corriente. Y no obstante, una actitud frecuente frente a un dilema es, o bien, *a*) negar la evidencia, o *b*) ignorarla, o *c*) buscar una solución de compromiso. Un ejemplo divertido citado por Anatol Rapoport es la paradoja de Zeno, que se representó como una carrera en-

tre Aquiles y una tortuga a la que se da una ventaja de salida considerable. Contra el grupo que acepta la evidencia obvia de que, de hecho, Aquiles gana la carrera, hay un grupo teórico que sostiene con la misma seguridad que Aquiles posiblemente no podría ganar la carrera, ya que para hacerlo debería sobrepasar a la tortuga. Dicen que esto no es posible porque primero Aquiles debe llegar al punto del cual parte la tortuga y, para cuando llega, la tortuga ya está más adelante, ... y así sucesivamente *ad infinitum*. Rapoport sugiere que, con una buena solución de compromiso —lo normal en el cricket y en la vida política— la carrera probablemente terminará en empate. Realmente no había esperanzas de que se resolviera la paradoja hasta que Newton y Leibnitz inventaron el cálculo infinitesimal, que permite tratar las contradicciones lógicas que surgen cuando cualquier porción de espacio o de tiempo se ve como la suma de una serie infinita de partes infinitamente pequeñas.

El dilema climático permo-carbonífero sólo podía resolverse constatando que la creencia profundamente arraigada y de «sentido común» de que los continentes tenían posiciones fijas entre sí y respecto al eje de rotación terrestre entraba en contradicción directa con las evidencias del principal testigo: la propia tierra. En otras palabras, era necesario plantearse en serio la migración polar y/o la deriva continental. Pero los físicos matemáticos declararon que ambas cosas eran imposibles y la mayoría de los geólogos aceptaron su veredicto, olvidando que su máxima lealtad la debían a la tierra, y no a los libros escritos acerca de la tierra. Como consecuencia, hasta hace muy poco, las actitudes que prevalecieron fueron:

a) negar la evidencia; por ejemplo, pretendiendo que, como algunas coladas de barro o lahares locales se habían interpretado erróneamente como tillitas, todas las formaciones denominadas tillitas, aunque las hubiera en muchas partes, se habían identificado erróneamente; o bien

b) ignorar la evidencia, como si el asunto no tuviera importancia; o quizá, como ocurría en general, ignorar su significado geológico, albergando la vana esperanza de que los meteorólogos descubrirían alguna mágica combinación de fenómenos que explicaría la simultaneidad de las glaciaciones ecuatoriales y del calentamiento de las regiones polares.

Sin embargo, actualmente, los matemáticos de una generación más reciente han encontrado fa-



Figura 21.19. Tillita de Dwyka (Carbonífero superior), exhumada por la persistencia de la erosión, junto con sus pavimentos estriados de basalto de Ventersdorp. Nootigedacht, cerca de Riverton, en el río Vaal, distrito de Kimberley, Sudáfrica *(A. M. Duggan-Cronin, Alexander McGregor Memorial Museum, Kimberley)*.

llos en el tratamiento clásico de la tierra considerada como un giroscopio. Contando con un tiempo suficientemente largo y con las propiedades reídicas que dependen del tiempo, la migración polar a gran escala ha dejado de considerarse teóricamente imposible. Actualmente, también los físicos de una generación más reciente están hallando indicios, cada año más abundantes, relativos al campo magnético terrestre, de que desde los tiempos precámbricos los continentes han cambiado sus posiciones a otras separadas por miles de kilómetros de distancia (caps. 27 y 28). La deriva continental por fin ha llegado a ser científicamente «respetable». Pero no se debe olvidar que la evidencia geológica, desde que se descubrió, se ha mantenido clara y contundente durante casi un siglo, aunque muy pocos reconocieran su significado.

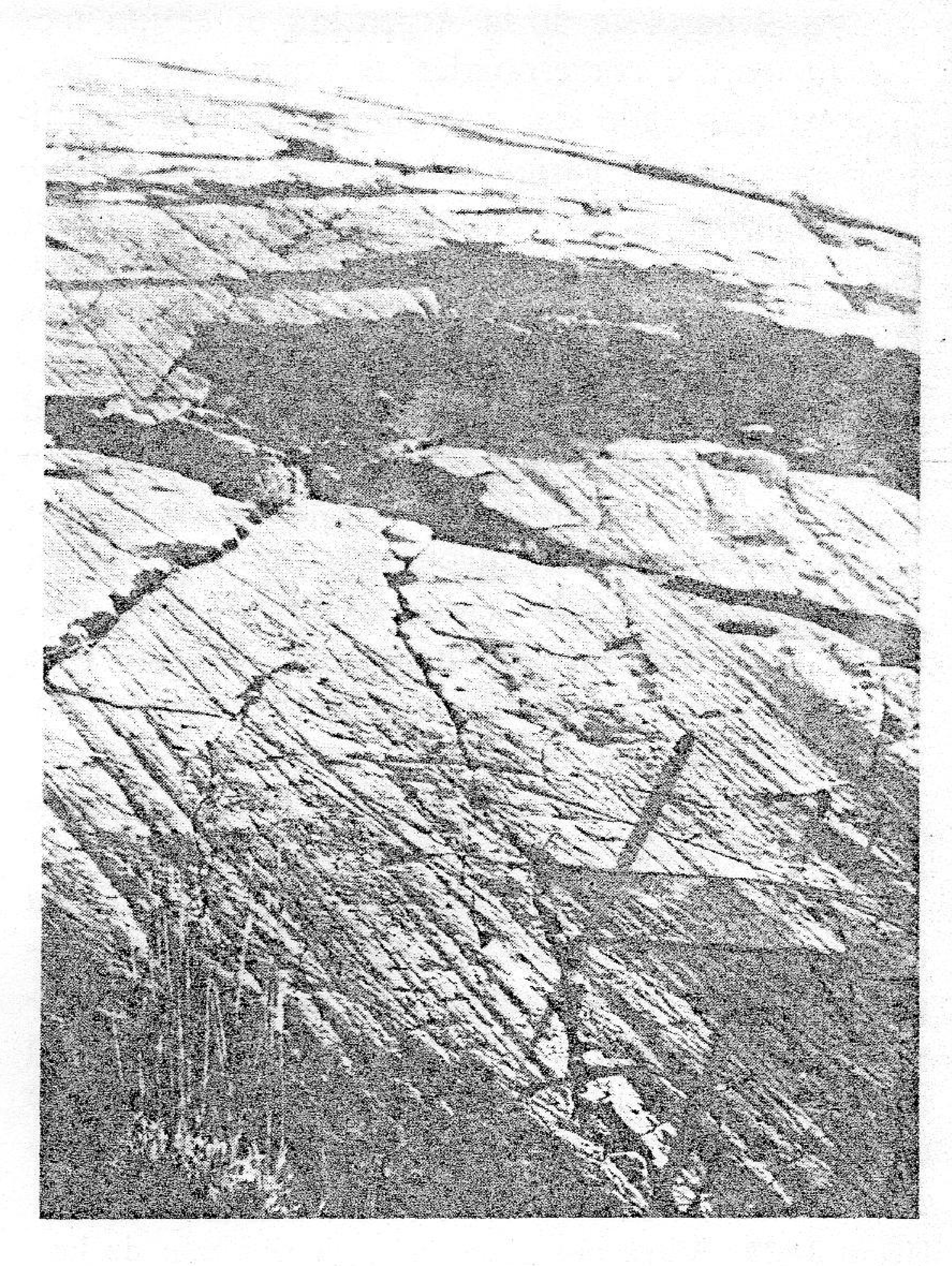


Figura 21.20. Pavimento estriado por el hielo de basalto de Ventersdorp, después de la eliminación de la tillita de Dwyka que lo recubría, Nooitgedacht, distinto de Kimberley, Sudáfrica *(A. M. Duggan-Cronin, Alexander McGregor Memorial Museum, Kimberley).*

Glaciaciones permo-carboníferas

África. La extensa tillita de *Dwyka* de Sudáfrica está en parte destruida por la erosión y en parte oculta bajo formaciones posteriores. Pero todavía quedan muchos afloramientos separados desde el Transvaal hacia El Cabo y desde Namibia (sudoeste de África) a Natal. En muchos puntos pueden verse descansando sobre un fondo afectado por la acción glacial (fig. 21.19), típicamente rayado con estriaciones (fig. 21.20). Han quedado al descubierto rocas aborregadas, cuencas rocosas excavadas, drumlins y arcillas varvadas. En las paredes de la garganta que está bajo las cataratas del río Cunene, en Namibia, se ve un hermoso valle en U relleno de Tillita de Dwyka. Por todas partes la erosión fluvial está exhumando valles similares, aunque sus características sean menos patentes. La propia tillita contiene cantos rayados y de facetas labradas por el hielo y bloques erráticos (fig. 21.21), algunos de los cuales fueron transportados centenares de kilómetros desde el norte. En algunas localidades se han encontrado varias tillitas separadas por depósitos interglaciales que incluyen pizarras varvadas. Las glaciaciones sucesivas no partieron todas del mismo centro, sino que migraron de oeste a este (figura 21.22). Los depósitos asociados muestran que la región afectada por la glaciación tenía escaso relieve y que en su mayor parte era una tierra de escasa altura. En las márgenes, el hielo terminaba en agua somera, marina, salobre o dulce, que se fue extendiendo hacia el frente de hielo a medida que éste retrocedía. Al norte no había ni cordillera ni meseta de las cuales pudieran descender grandes glaciares de valle (o coladas de barro). Los fenómenos glaciales tampoco pueden explicarse como debidos a la acción de los lahares, ya que en aquel entonces no había actividad volcánica ni en el sur ni en el centro de África. La glaciaciones fueron obra de gruesos mantos de hielo continentales que se extendían hacia fuera como lo hace actualmente el hielo antártico.

El hielo irradiaba desde centros situados muy al norte de Sudáfrica, y en el caso de la última de las glaciaciones, de más allá de Natal, fuera del actual continente. Como el hielo debió arrastrarse hacia fuera en todas direcciones, y no sólo hacia el sur, se deduce que las tillitas de Dwyka

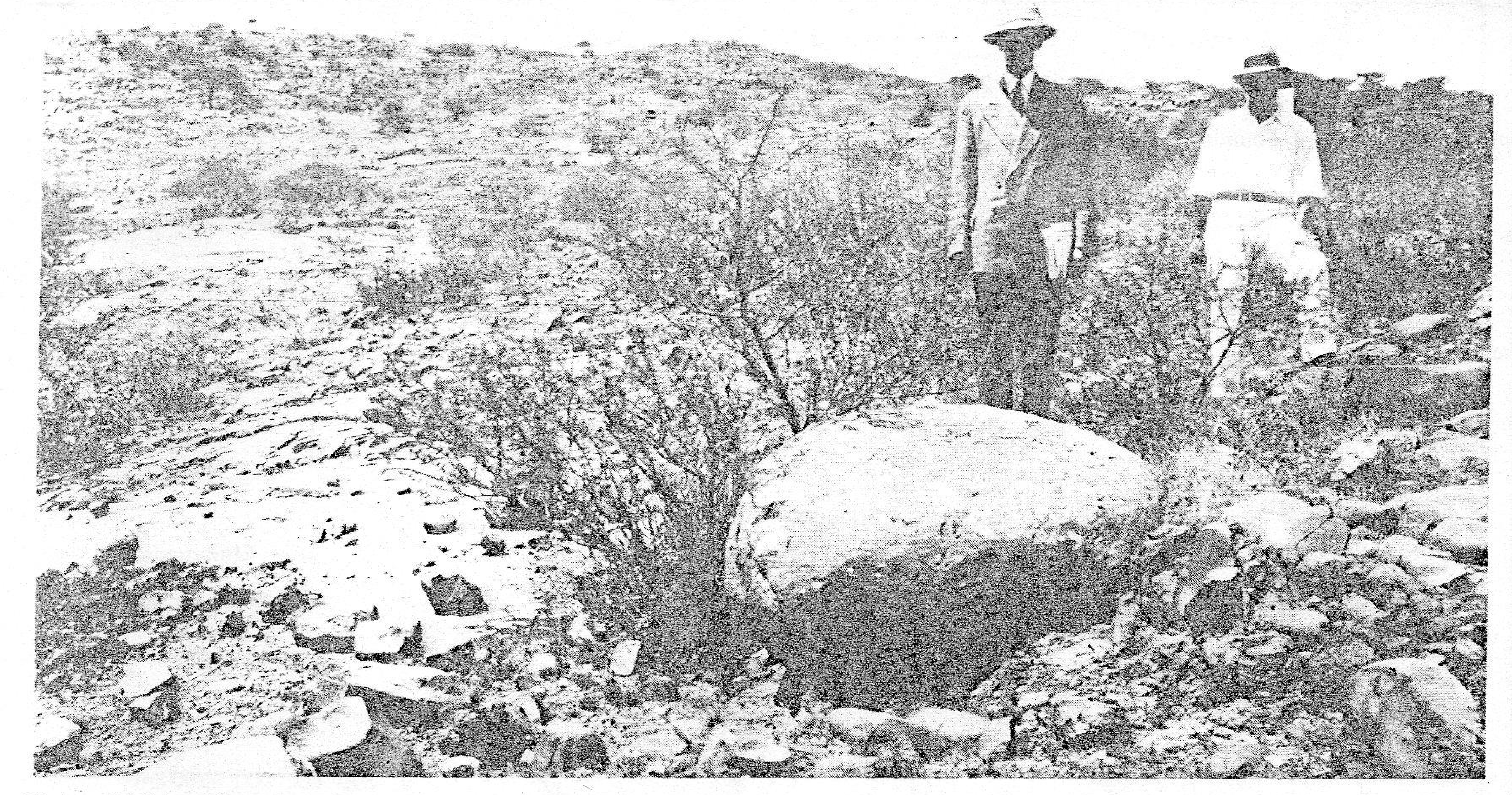


Figura 21.21. Bloque errático (transportado desde el Transvaal) en la tillita de Dwyka, distrito de Kimberley, Sudáfrica; parte del avance C del esquema interior de la figura 21.22 *(C. T. Trechmann).*

deben ser sólo una parte de lo que en su tiempo fue un anillo continuo de este tipo de depósitos, que debió rodear la región de avance del hielo. Como confirmación de esta deducción, se han encontrado tillitas de la misma edad en el norte de Angola, en Katanga y en Uganda, y en cada uno de estos territorios se ha establecido que el hielo se desplazaba hacia el norte. A lo largo del sector occidental de Madagascar, varias tillitas alternan con pizarras varvadas y otros sedimentos fluvioglaciales, alcanzando un espesor de más de 300 m. Recientemente se han encontrado vestigios más reducidos en Tanzania y Kenya. Tal como lo indica la figura 21.22, los mantos de hielo sobrepasaron el ecuador.

India. En la India, muy al norte del ecuador, se ha visto que la original tillita de *Talchir,* en Orissa, con sus cantos rayados y cortados en facetas, se encuentra sobre un pavimento estriado. Evidencias similares de intensa glaciación, exhumadas por la eliminación de los depósitos suprayacentes, muestran que mantos de hielo de fines del Carbonífero cubrían Rajasthan y Madhya Pradesh y se extendieron hacia el norte hasta lo que ahora son las faldas del Himalaya, bajo las cuales las tillitas están enterradas por los *mantos de corrimiento* frontales de las montañas. En la cordillera Salt (en Pakistán, entre el Indo y el Jhelum) hay bloques erráticos que han sido transportados desde el sur 80 km o más. Más cerca del Himalaya, por lo menos dos períodos bien marcados de glaciación están registrados por tillitas separadas por 460-760 m de pizarras varvadas. Cerca de Simla, cantos de la tillita más antigua están englobados en la más moderna. A 1126 km al este, por lo menos una capa de tillita ha quedado al descubierto por la erosión del río Kosi. Todavía más al este, en el último afloramiento de Gondwanalandia antes de que ésta desaparezca en el subsuelo de la ladera del Brahmaputra, se ha identificado la tillita de Talchir en Assam. En la India, el centro de avance del hielo está muy al sur. Las evidencias en esta dirección, o bien se han perdido totalmente a causa de la erosión, o bien están ocultas bajo la meseta basáltica del Deccan. Las evidencias que quedan las dejaron los márgenes de los grandes mantos de hielo, donde el hielo irradió hacia lo que actualmente sería una dirección norte, alejándose del ecuador actual.

Australia. En Australia también se encuentran evidencias de glaciación desde lo que actualmente es el sur. En Nueva Gales del Sur se han conser-

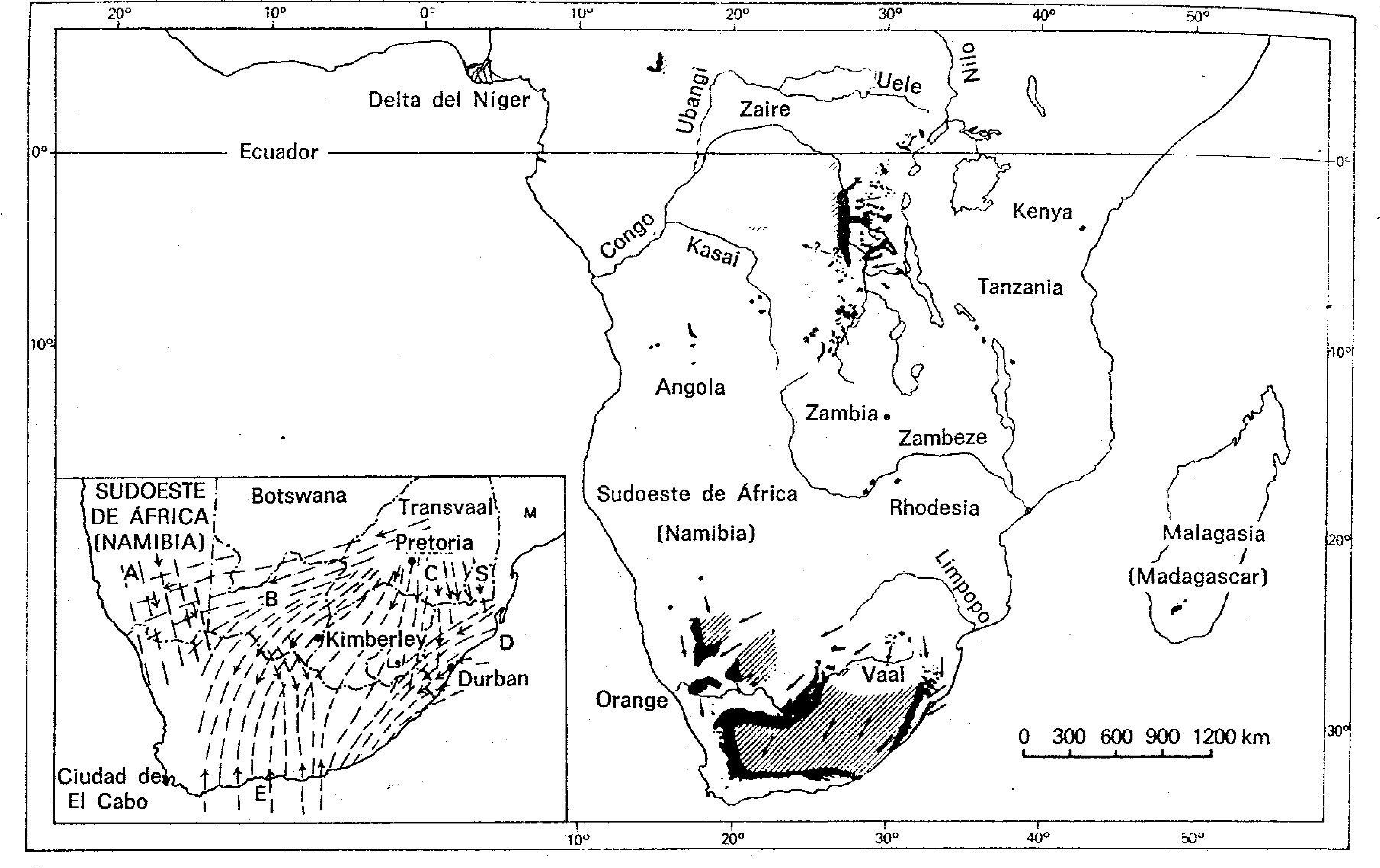


Figura 21.22. Distribución de la serie de Dwyka en la parte de África situada al sur del Sahara. *En negro,* afloramientos de tillita y depósitos fluvioglaciales asociados; *rayado diagonal,* la Dwyka oculta por formaciones posteriores; *flechas,* direcciones de flujo del hielo (*Según J. Lepersonne,* 1961).
Esquema interior; direcciones de irradiaciones sucesivas del hielo en el sur de África (M Mozambique; S Swazilandia; Ls Lesotho)

(a) desde las tierras altas de Namacualandia, del sudoeste de África, al sur del río Orange (y se sospecha que a Sudamérica)
(b) desde las tierras altas del noroeste de Kimberley (centro menor de avance) al sur y sur-sur-sureste
(c) radialmente desde el Transvaal a Natal, El Cabo y sudoeste de África
(d) desde una región que estaría al NE de la actual costa de Natal
(e) desde el sur de la provincia de El Cabo (no se conoce la posición en la serie A-D, pero probablemente es contemporánea con C o D)

(Según A. L. du Toit y S. H. Haughton).

vado los restos de 6 períodos glaciales, en Victoria, los de 11 (con por lo menos 51 capas de tillita) y en Tasmania, los de 5, todos ellos intercalados con depósitos interglaciales entre los cuales se incluyen muchas largas series de varvas. En el sur de Australia son bien patentes las rocas aborregadas y los pavimentos estriados. En las tillitas asociados hay bloques erráticos enormes, algunos de los cuales fueron transportados 480 km hacia el norte. En Australia occidental y en Queensland del sur, los depósitos correspondientes son principalmente marginales y fluvioglaciales. En el sudeste de Australia las tillitas pertenecen a dos conjuntos de edad bien diferenciada: uno, de fines del Carbonífero, y el otro, de mediados del Pérmico. Los estratos del Pérmico inferior y del superior contienen vetas de carbón explotables. La naturaleza de los restos vegetales apunta a un clima templado, muy distinto del de las selvas lluviosas tropicales que produjeron la hulla carbonífera del Laurasia. Es evidente que el intervalo comprendido entre las dos glaciaciones es del orden de unos 20 millones de años, demasiado largo para que pueda considerarse como un largo período interglacial.

Sudamérica. También en Sudamérica hay dos grupos bien separados de tillitas y varvas asociadas, pero ambos son más viejos que los de Austra-

lia. En el noroeste de la Argentina el grupo más antiguo parece corresponder al Carbonífero inferior. Al otro lado del continente, al este, las tillitas más tardías varían en edad desde el Carbonífero medio al Carbonífero superior, la mayor parte del cual está representado por los yacimientos de carbón subsiguientes. Varias de estas tillitas más jóvenes se encuentran cerca de Buenos Aires y en el Uruguay, mientras que más al norte cubren enormes extensiones del Brasil. En los alrededores de São Paulo el espesor de los depósitos glaciales y fluvioglaciales supera los 900 m. El hielo avanzó desde la tierra que ahora es parte del Atlántico Sur. Al mismo tiempo, las islas Malvinas quedaron recubiertas por el hielo continental situado al norte, que también ahora es parte del Atlántico Sur. Esta tierra que falta, ¿era parte de África?

Hubo por lo menos tres glaciaciones y no una única glaciación permo-carbonífera. La más antigua tuvo lugar en el noroeste de la Argentina durante el Carbonífero inferior (Viseense), o sea hace unos 335 millones de años. La siguiente fue mucho más generalizada. Se extendió desde Sudamérica por África y la India hasta Australia durante la época de fines del Carbonífero; pero está claro que empezó y terminó primero en el oeste y finalmente en el este. Entonces, después de una época larga, más templada, representada por los yacimientos de carbón, la tercera glaciación parece que sólo afectó a Australia oriental. Esto ocurrió durante el Pérmico, o sea, hace unos 260 millones de años. Tal como ha hecho notar Lester King, la sucesión a modo de ondas de climas fríos de oeste a este (seguida en todas partes por la formación de yacimientos de carbón) es por sí misma una confirmación de «la majestuosa deriva del continente Gondwana... a través de las distintas zonas climáticas» del tiempo.

Antártida. Como se indica en la figura 20.10, se han encontrado tillitas que contienen cantos estriados en las montañas de Horlick, comprendidas entre sedimentos devónicos y una serie de pizarras pérmicas con numerosas vetas delgadas de carbón que contienen plantas fósiles como las de su edad correspondiente de las otras diferentes partes de Gondwanalandia. Así, lo que constituía una laguna de ambigüedad en las evidencias de relación con Gondwalandia ahora se ha aclarado en parte.

El Gondwana a fines del Carbonífero

Una ojeada a la figura 21.23 muestra que las tierras afectadas por la glaciación de fines del Car-

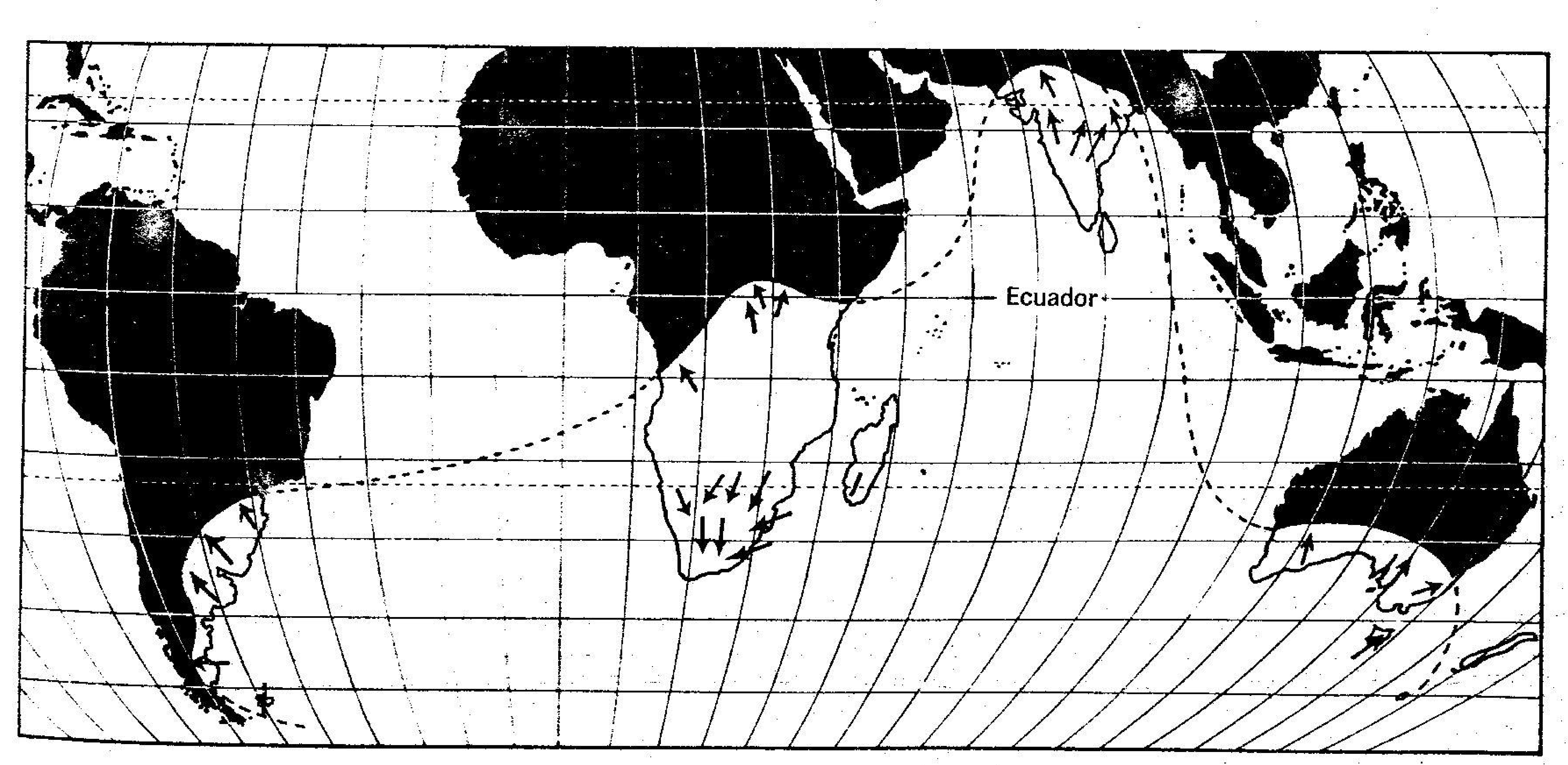


Figura 21.23. Mapa que muestra la distribución de las glaciaciones de fines del Carbonífero en Gondwana, con los continentes en su posición actual; las flechas indican las direcciones de flujo del hielo. No se incluyen ni la glaciación del Carbonífero inferior del noroeste de la Argentina ni la glaciación pérmica del este de Australia.

bonífero ahora ocupan extensiones considerables a ambos lados del ecuador. Con los continentes en sus posiciones actuales tal distribución simultánea o casi simultánea de mantos de hielo es absolutamente inexplicable por imposible. La sugerencia de que el Gondwana se elevó desde el nivel del mar hasta constituir una meseta tan enormemente elevada que estaba por encima de las nieves perpetuas queda denegada por la amplia evidencia de que en la mayoría de los sitios era una tierra baja. Pero tanto si lo fue como si no, los trópicos no podían ser afectados por una glaciación hasta el nivel del mar sin que se desarrollaran mantos de hielo aún mayores en las tierras nórdicas. La única evidencia de glaciación carbonífera en el norte es la de glaciares de montaña, encontrados en Alaska, que probablemente, desde el Precámbrico, nunca estuvieron muy lejos del polo norte. La notable «tillita» de Squantum, cerca de Boston, Massachussets, ya no se considera de edad carbonífera. Otra «tillita» dudosa local de la cuenca de Tarim (al norte de la meseta del Tibet) ahora se sabe que es de edad cámbrica —no Carbonífera.

Por otra parte, mientras gran parte de Gondwana se encontraba bajo el hielo, en los pantanos tropicales que se extendían desde Norteamérica, a través de Europa hasta China, crecían grandes bosques productores de carbón. Además, en el Carbonífero superior de los Estados Unidos (Kentucky y Ohio), Escocia (Región Strathclyde, en el antiguo Ayrshire), Alemania, Rusia (al sur de la cuenca de Moscú) y China (Shantung), hay depósitos de laterita y bauxita que sólo pudieron formarse en un clima tropical. El suponer que la zona ecuatorial de la época queda más o menos marcada por este cinturón de campos hulleros es casi inevitable.

Por sí misma, ninguna migración polar, de la magnitud que fuera y aunque pudiera admitirse tanta migración en tan corto tiempo, no daría una distribución de zonas climáticas terrestres que pudieran encajar con el cuadro representado. Sea cual sea el punto donde se trate de ubicar el polo sur, para explicar cualquiera de las regiones afectadas por la glaciación, siempre queda demasiado lejos de las demás regiones para que sirva a más de una de ellas. Realmente, el problema resulta un enigma insoluble si no se añade deriva continental a cualquier migración polar que se haya

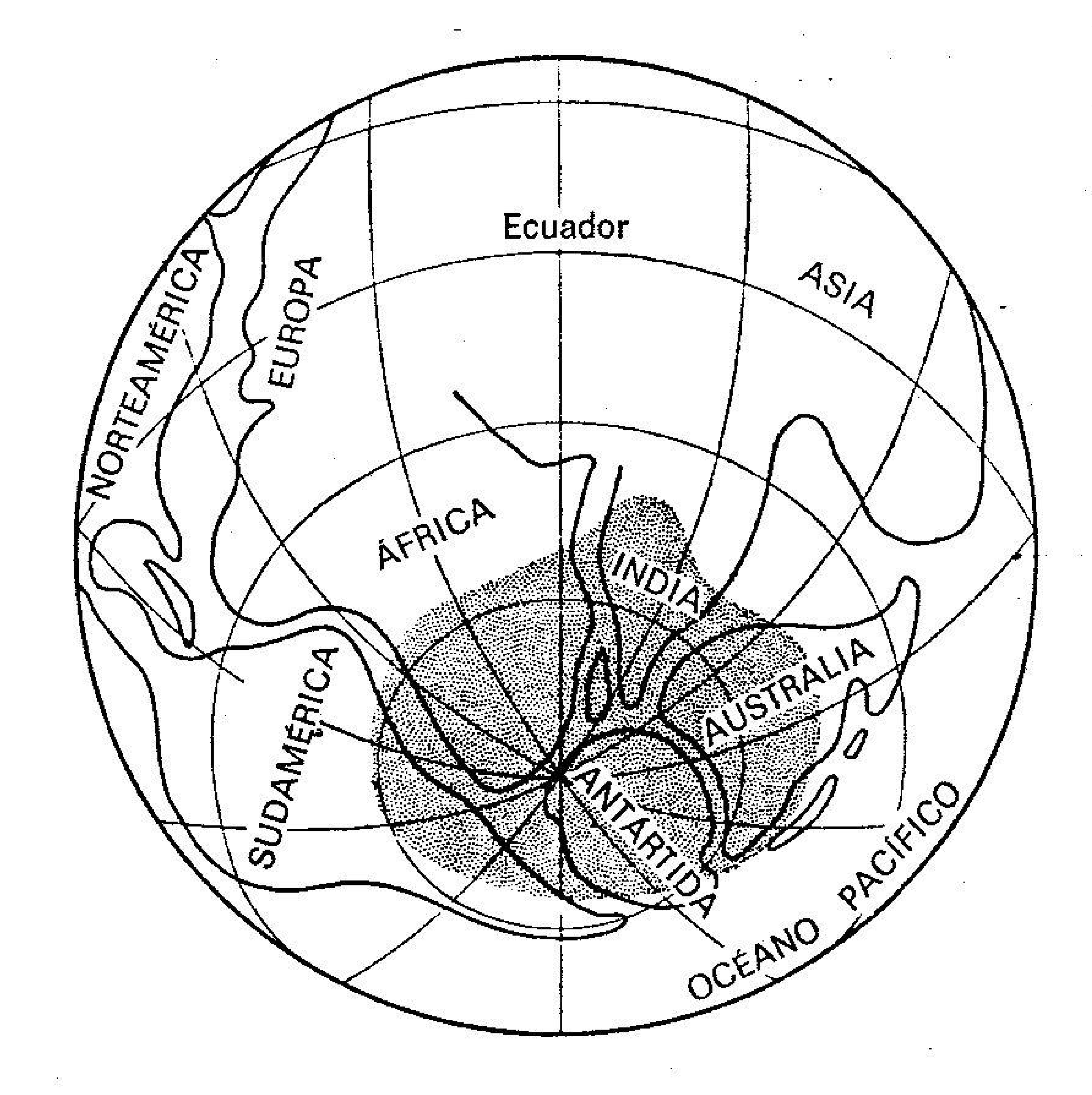


Figura 21.24. Mapa que muestra la distribución de las glaciaciones de fines del Carbonífero en Gondwana, con los continentes juntos, aunque no tanto como lo interpretó Alfredo Wegener en 1915. La faja de laterita y los yacimientos carboníferos de la época coinciden con lo que entonces debía ser el ecuador.

podido dar. Entonces, se puede aceptar la suposición simple de que todos los continentes a excepción de la Antártida estaban muy al sur de sus actuales posiciones y que los continentes australes estaban agrupados juntos alrededor del polo sur.

Alfredo Wegener, pionero de los intentos de este tipo, situó la Antártida entre Australia y Sudamérica, aproximadamente tal como se ve en la figura 21.24. En el capítulo 28 se consideran otras reconstrucciones, hechas cuando se ha dispuesto de un número mucho mayor de evidencias y se han tomado en cuenta conjuntamente. No obstante, en todas ellas, los mantos de hielo de fines del Carbonífero quedan dentro de una extensión comparable con la que quedó afectada por la glaciación pleistocénica en el hemisferio norte. Además, la franja laterítica queda alineada con lo que habría sido el ecuador de aquel tiempo, y otros detalles climáticos conocidos también caen en sitios apropiados. El punto correspondiente al polo norte habría caído en lo que ahora es el noroeste del Pacífico, lo cual concuerda con el hecho de que las tierras del hemisferio norte

no quedaron afectadas por los mantos de hielo carboníferos.

Ahora bien, para que el polo norte «migrara» hacia el océano Ártico, lo que parece más probable es que el nordeste de Asia derivara *sobre* el polo durante el transcurso de la era Mesozoica. En esta zona todavía no se han registrado evidencias de glaciación precuaternaria, aunque hay abundante carbón mesozoico y se cree que éste indica un clima boreal. Así, parece que una región continental no necesariamente tiene que quedar cubierta de hielo sólo por el hecho de que quede en los polos o cerca de ellos.

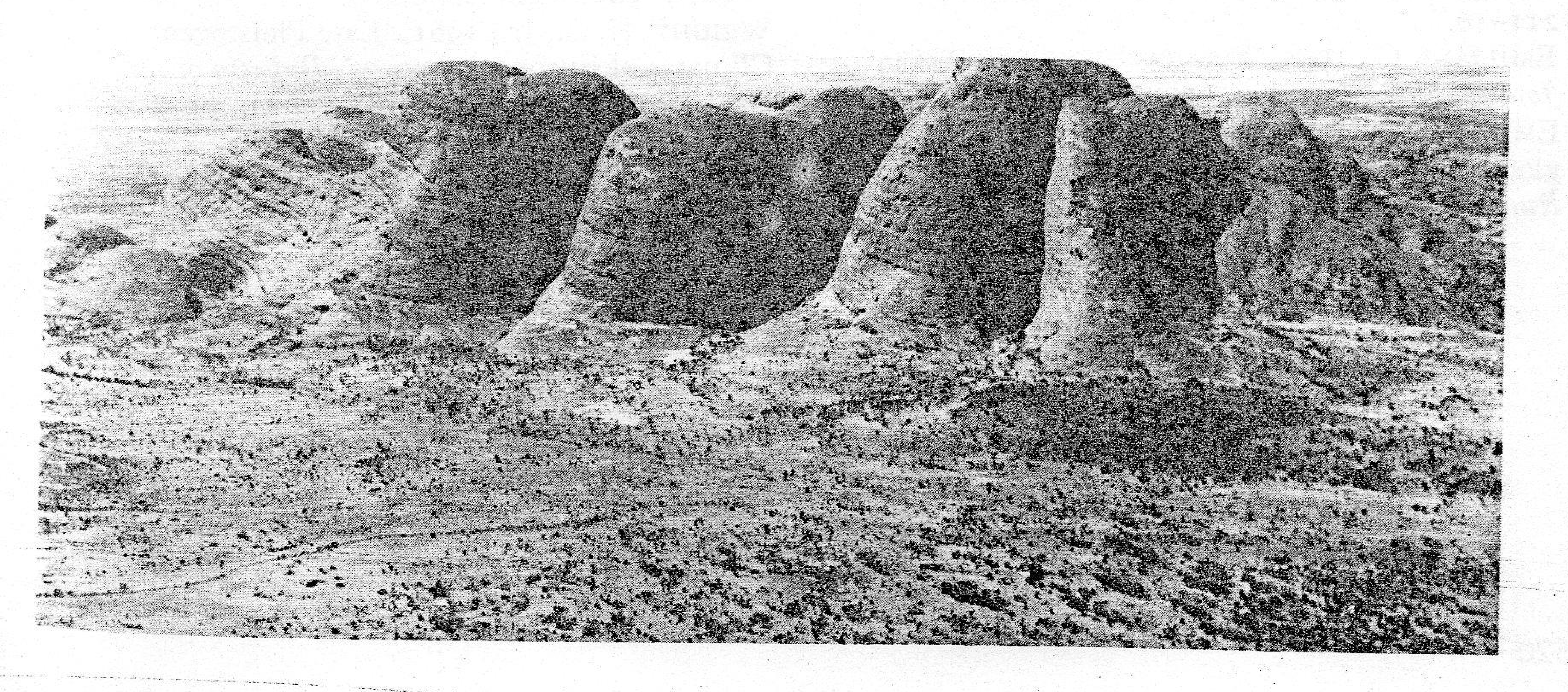
Glaciaciones precámbricas

Se ha reportado la existencia de tillitas de fines del Precámbrico en el nordeste y este de Groenlandia, Escandinavia, Spitzbergen, norte de Francia (Granville), valle del Yangtse, Corea del Norte y el Transvaal y Witwatersrand en Sudáfrica.

En Australia hubo dos importantes glaciaciones de fines del Precámbrico. Desde el sistema montañoso de Musgrave, situado casi en medio de Australia, estratos precámbricos tardíos de gran espesor se extienden hasta las cordilleras Flinders y más allá. Éstos, además de la tillita de Marinoan incluyen las tillitas masivas sturtienses, bien expuestas en el Monte Olga (fig. 21.25), donde buzan suavemente, y en Ayers Rock (fig. 17.6), donde están casi verticales. Aquí hay un notable alarde de contrastes, no sólo tectónicos sino de climas del pasado y del presente (depósitos glaciales en una tierra de calor y sequía), y de extraña topografía desarrollada en ciclos sucesivos de erosión (montes-isla o inselbergs aislados que se elevan abruptamente desde una pedillanura casi horizontal y plana).

Partiendo de unas supuestas tillitas de Angola, el Zaire y la República del Congo, se creyó que el África ecuatorial había sufrido una glaciación generalizada a fines del Precámbrico. Sin embargo, recientemente se ha cuestionado el origen de algunas de las rocas identificadas en principio como tillita, que han pasado a denominarse *mixtitas,* ya que su matriz de grano fino no es de origen glacial, aunque algunos de los guijarros que contienen tienen facetas y estrías como si fueran de origen glacial. Cahen y Lepersonne (1976) han hecho una revisión de las características y el origen de las mixtitas del Bajo Zaire, así como una comparación con las de Angola y las de la República del Congo. Las mixtitas inferiores están interestratificadas con lavas basálticas y andesíticas, en ocasiones de estructura almohadillada y localmente espilíticas. Por todo ello se ve que son lavas subacuáticas. Las mixtitas superiores se caracterizan porque sus cantos son mayores, a veces están estriados y entre ellos se encuentran rocas cristalinas, lo que indica que proceden del

Figura 21.25. Monte Olga, impresionante grupo de montes-isla que se levantan sobre una pedillanura semiárida, formados por tillitas sturtienses (de fines del Precámbrico) suavemente inclinadas. Véase también en la fig. 17.6 un ejemplo vecino de éste, de Australia central *(Asociación Nacional Australiana de Viajes).*



norte o del este y que han sido transportados a lo largo de una distancia considerable. Cahen y Lepersonne llegan a la conclusión de que las mixtitas no son de origen glacial y que se han depositado en un medio subacuático en cuencas someras. Los cantos estriados de origen glacial parecen haber procedido de las regiones altas circundantes caracterizadas por glaciares.

Una «capa de guijarros» Dalradianse, bien conocida, que aflora a intervalos por Donegal y Escocia se ha interpretado de formas diversas. Aunque actualmente se la considera como una tillita, en principio se creyó que los cantos habían sido transportados desde el norte por hielo flotante.

Referencias seleccionadas

ANDERSEN, S. T., 1960, 'Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian glaciation of Denmark and the Netherlands', *Geologie en Mijnbouw*, vol. 39, pp. 38–42.

BROECKER, W. S., EWING, M., and HEEZEN, B. C., 1960, 'Evidence for an abrupt change in climate close to 11,000 years ago', *American Journal of Science*, vol. 258, pp. 429–48.

CAHEN, L., and LEPERSONNE, J., 1976, *Les mixtites du Bas-Zaïre : mise au point intérimaire*, Rapport annual pour l'année 1975, Départment de géologie et de minéralogie du Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgium

COLEMAN, A. P., 1941, *The Last Million Years*, University of Toronto Press, Toronto.

EARDLEY, A. J., *et al.*, 1973, 'Lakes cycles in the Bonneville Basin, Utah', *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 84, pp. 211–16.

EMILIANI, C., 1955, 'Pleistocene temperatures', *Journal of Geology*, vol. 63, pp. 538–78.

EMILIANI, C., and GEISS, J., 1959, 'On glaciations and their causes', *Geologische Rundschau*, vol. 46, pp. 576–601

EVANS, P., 1971, 'Towards a Pleistocene time-scale', Part 2 of *The Phanerozoic Time-scale—a Supplement*, Special Publication of the Geological Society, no. 5, London, pp. 123–356

EWING, M., and DON, W. L., 1956, 'A theory of ice ages', *Science*, vol. 123, pp. 1061–6, and vol. 127, pp. 1159–62.

FAIRBRIDGE, R. W., 1960, 'The changing level of the sea', *Scientific American*, vol. 204, pp. 70–9.

FARMER, B. H., (Ed.), 1966, *Vertical Displacements of Shorelines in Highland Britain*, Institute of British Geographers, Transactions no. 39, George Philip, London.

FLINT, R. F., 1971, *Glacial and Quaternary Geology*, Wiley, New York.

GODWIN, H., 1961, 'Radiocarbon dating and Quaternary history in Britain', *Proceedings of the Royal Society*, B, vol. 153, pp. 287–320.

HARE, F. K., 1947, 'The geomorphology of part of the middle Thames', *Proceedings of the Geologists' Association*, vol. 58, pp. 294–339.

KUNEN, PH. H., 1955, *Sea Level and Crustal Warping*, Geological Society of America Special Paper 62, pp. 193–204.

SHOTTEN, F. W., 1966, 'The problems and contributions of methods of absolute dating within the Pleistocene period', *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, vol. 122 1966 , 1967.

URRY, W. D., *et al.*, 1951, 'Measurements of palaeotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark, and the Southeastern United States', *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 62, pp. 399–416.

WEGENER, A., 1967, *The Origin of Continents and Oceans*, Methuen, London.

WRIGHT, H. E., Jr., 1961, 'Late Pleistocene Climates of Europe: a review', *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 72, pp. 933–84.

ZEUNER, F. E., 1959, *The Pleistocene Period*, Hutchinson, London.